

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoinformatika



Klára Valdhansová

Variabilita výšky nového sněhu v lokálním měřítku

Local scale variability of new snow depth

Bakalářská práce

vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha, 2017

Zadání bakalářské práce

Téma práce

Variabilita výšky nového sněhu v lokálním měřítku

Cíle práce

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení současného stavu výzkumu (formou rešerše literatury) týkajícího se intercepce sněhu a možnostmi jejího určení.
2. Na základě manuálně měřených dat výšky nového sněhu (po významných srážkových událostech) popsat variabilitu výšky nového sněhu na zvolených lokalitách s různým charakterem vegetace
3. Využití získaných poznatků k odhadu intercepce v různých typech lesního porostu

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Rozložení sněhové pokrývky a následné tání sněhu je ovlivněno řadou faktorů, především topografií a charakterem vegetace. Oba faktory mají vliv jak na celkovou radiační bilanci, tak na redistribuci sněhu větrem. Lokální rozložení sněhu lze mapovat jak manuálně, tak automaticky pomocí přesných přístrojů (TLS, UAV). V kombinaci s přesnými údaji o vegetaci a topografii lze pak analyzovat vliv zmíněných faktorů na rozložení sněhu. Pokud je navíc měřena výška nového sněhu, tak se lze lépe zaměřit na roli intercepce lesního porostu, tedy zadržení srážek korunami stromů.

V rámci práce bude provedena rešerše české i zahraniční literatury na téma intercepce sněhu v různých typech lesního porostu, faktorů, které ovlivňují ukládání sněhu v lese a na otevřených plochách a možností výpočtu intercepce sněhu (přímá měření intercepce, modelování).

Dále bude na vybraných lokalitách v rámci experimentálního povodí Ptačí potok na Šumavě provedeno měření výšky nového sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) vždy na otevřené ploše a v blízkém lesním porostu (včetně lesa poškozeného kůrovcem). Měření proběhne opakovaně během akumulace sněhu, nejlépe vždy po větším sněžení, aby bylo možné od sebe rozlišit starý a nový sníh.

Změřená data budou následně zpracována a analyzována pomocí základních statistických a geoinformačních metod. K interpretaci dat budou také použita data z automatické měřicí sítě, především pak data krátkovlnné radiace, výšky sněhu a SWE. K dispozici budou i hemisférické snímky měřených bodů, z nichž je možné vypočítat některé parametry struktury vegetace, např. Leaf Area Index (LAI).

Datum zadání: 7. 11. 2016

Jméno studenta: Klára Valdhansová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 12. května 2017

.....

Klára Valdhansová

Poděkování

Ráda bych tímto poděkovala vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za cenné rady a věnovaný čas. Dále děkuji Bc. Ondřeji Hotovému za poskytnutí dat z hemisférických snímků a za pomoc při terénním měření.

Abstrakt

Vegetace se významným způsobem podílí na hydrologických poměrech povodí, a to především prostřednictvím svého vlivu na akumulaci a tání sněhu. Cílem bakalářské práce je hodnocení vlivu struktury lesa na variabilitu výšky nového sněhu s důrazem kladeným na proces intercepce. Na základě terénního měření probíhajícího na území experimentálního povodí Ptačího potoka na Šumavě jsou analyzována data o výšce nového sněhu pomocí interpolační metody Natural Neighbor a regresní analýzy. Práce se zaměřuje na sledování variability výšky nového sněhu v závislosti na struktuře vegetace, která je charakterizována Leaf Area Indexem a v experimentálním povodí je zastoupena čtyřmi zájmovými plochami, které reprezentují zdravý les, les poškozený v důsledku napadení kůrovcem, otevřenou plochu a smíšenou plochu tvořenou všemi zmíněnými prvky. Z provedených analýz vyplývá, že výška sněhu ve zdravém lesním porostu je v průměru o 45 % a v napadeném lese o 18 % menší, než na otevřené ploše. Variabilita výšky nového sněhu je nejvyšší v době nejvyšší akumulace, a to na smíšené ploše, zatímco nejnižší variabilitu vykazuje otevřená plocha.

klíčová slova: intercepce, výška sněhu, Leaf Area Index, lineární regrese

Abstract

Vegetation has an important effect on the catchment water balance, especially due to its influence on snow accumulation and snow melt. The aim of this bachelor thesis is to evaluate how the canopy structure influences the new snow depth variability, while emphasis is put on the interception process. The snow depth data obtained by field measurements in the Ptačí brook experimental catchment in the Šumava Mountains were analysed using the Natural Neighbor interpolation method and regression analysis. The thesis is focused on evaluating the new snow depth variability in relation to differences in the canopy structure described by the Leaf Area Index. The measurements were carried out in four study plots covered with healthy forest, disturbed forest affected by the bark beetle, open area and mixed area, which consists of all three types. The results showed, that average snow depth is by 45% lower in healthy forest and by 18% lower in disturbed forest compared to open area. The variability of new snow depth was largest in plot with mixed vegetation during maximum snow accumulation. On the contrary, the snow depth variability was lowest in open area.

key words: interception, snow depth, Leaf Area Index, linear regression

Obsah

1	Úvod	6
2	Současný stav poznatků o intercepci sněhu	7
2.1	Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu	7
2.1.1	Intercepce sněhu	7
2.1.2	Zastínění vegetačního porostu	15
2.2	Možnosti určení intercepce	17
3	Materiál a metody	22
3.1	Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území	22
3.1.1	Vymezení zájmové lokality	22
3.1.2	Geologické poměry	23
3.1.3	Geomorfologické poměry	24
3.1.4	Hydrologické poměry	26
3.1.5	Půdní poměry	28
3.1.6	Vegetační poměry a krajinný pokryv	28
3.2	Měření dat	30
3.3	Zpracování dat	32
4	Výsledky	34
4.1	Průběh zimní sezóny 2016/2017	34
4.2	Hodnocení variability výšky nového sněhu	37
4.3	Hodnocení vlivu vegetace na akumulaci nového sněhu	41
5	Diskuze	44
5.1	Chyby vzniklé při měření a zpracování dat	44
5.2	Vliv vegetace na variabilitu výšky nového sněhu	45
5.3	Vliv disturbancí na variabilitu výšky nového sněhu	47
6	Závěr	48
7	Seznam použité literatury	49
8	Seznam obrázků	56
9	Seznam tabulek	58

1 Úvod

Sníh je významnou součástí hydrologického cyklu hlavně ve výše položených vnitrozemských povodích a v boreálních lesích vyšších zeměpisných šířek. Hydrologický význam sněhové pokrývky spočívá v zadržování značné části vody během fáze akumulace a její následné rychlé uvolnění v období tání. Výzkum charakteristik a variability sněhu v zalesněných horských povodích České republiky významně přispívá k účinnosti předpovědí jarních povodní (Šípek a Tesař, 2014).

V měřítku celého povodí je variabilita akumulace sněhu a tání ovlivněna převážně topografií, a to hlavně nadmořskou výškou a orientací vůči světovým stranám. Ve stanovištním měřítku se akumulace výrazně liší mezi lokalitami pokrytými lesním porostem a otevřenými plochami (Pomeroy et al., 1998). Lesní porost působí na akumulaci sněhu hlavně prostřednictvím intercepce sněhu a modifikací přízemních mikrometeorologických podmínek, jako je přichozí radiace a rychlost větru (Andreadis, 2009).

Cíle práce

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnotit současný stav výzkumu intercepce sněhu a možnosti jejího určení formou rešerše odborné české i zahraniční literatury.
2. Popsat variabilitu výšky nového sněhu na vybraných lokalitách s různou strukturou lesa v povodí Ptačího potoka na Šumavě.
3. Interpretovat získané poznatky ve vztahu k interpci sněhu na lesní vegetaci

Struktura práce

V první části se práce zabývá zhodnocením současného stavu výzkumu formou rešerše české i zahraniční odborné literatury se zaměřením na intercepci sněhu, její zákonitosti a faktory, kterými může být ovlivněna. Dále se rešerše zabývá možnostmi výpočtu intercepce sněhu, a to jak metodami přímého měření, tak i pomocí modelování. Druhá část práce se věnuje popisu a vyhodnocení výzkumu, který byl proveden v povodí Ptačího potoka na Šumavě s důrazem na sledování různého typu vegetace a jeho vlivu na intercepci sněhu. Výsledky výzkumu jsou dále porovnány se studiemi českých i zahraničních autorů.

2 Současný stav poznatků o intercepci sněhu

2.1 Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu

2.1.1 Intercepce sněhu

Význam lesů v hydrologickém cyklu byl uznán již před dlouhou dobou. Lesy, stejně jako ostatní vegetace, se účastní hydrologického cyklu prostřednictvím svého vlivu na intercepci, energetickou bilanci, evaporaci a infiltraci do půdy. (Holko et al., 2009). Lesní porosty ovlivňují sněhovou pokrývku a její trvání dvěma základními principy. Jedním je zadržení sněhu v korunách stromů ve fázi akumulace, tzv. intercepce. Druhým je stínění, kdy koruny stromů vstřebávají část sluneční radiace, která svým působením na sněhovou pokrývku způsobuje tání a sublimaci (Hrúbik et al., 2012).

Sněhové vločky často interagují s vegetačním krytem dříve, než dopadnou na zemský povrch a mohou vytvořit sněhovou pokrývku (DeWalle a Rango, 2008). V prvotních stádiích sněžení propadávají vločky mezi větvičkami a zachytávají se v těch nejužších prostorech mezi jehlicemi, kde tvoří můstky, které dále zvětšují plochu pro zachytávání sněhových srážek (obrázek 1). Další dopadající vločky tvoří ledové mikrovazby s již uloženým sněhem. Koheze mezi sněhovými krystaly roste s rostoucí teplotou. (Pomeroy a Brun, 2001).



Obrázek 1: Velká akumulace sněhu na větvi jehličnatého stromu vytvořená díky vzniku můstků mezi jehlicemi a jednotlivými větvičkami.

Část srážek, které se takto v korunách stromů zachytí, a nepropadne až na zem, se nazývá intercepovaný sníh (DeWalle a Rango, 2008). Takto zadržený sníh významně ovlivňuje podkorunové mikroklima, fyzikální charakteristiky sněhové pokrývky a hydrologické poměry v daném povodí (Pomeroy a Schmidt, 1993). Intercepce je stálým předmětem měření a výzkumů právě kvůli svému vlivu na hydrologické poměry v povodí. Zadržený sníh může sublimovat nebo se po roztátí vypaří, aniž by dosáhl povrchu země a zapojil se do odtoku. Toto množství sněhu ztracené do atmosféry nazýváme intercepční ztráta. Kromě sublimace mohou být zadržené srážky redistribuovány větrem, nebo mohou v důsledku tání skapávat na povrch, či sklouzávat z větví v pevném skupenství (DeWalle a Rango, 2008).

Uvolnění sněhu a jeho následné sklouznutí může být čistě mechanické, a to v důsledku vibrací větví, které jsou vyvolány silným větrem. S rostoucím významem adheze sněhu ke stromu (např. během sněžení či přimrzání vloček k větvím) však není tento způsob uvolnění příliš častý. Častěji dochází k porušení vazeb mezi sněhem a větvemi v důsledku tání a sníh pak může jednoduše sklouznout z větve na zemský povrch. Takové sklouznutí je nejpravděpodobnější u výše položených větví, které jsou vystaveny silnějším turbulentním atmosférickým proudům a sluneční radiaci. Padající masa poté může uvolnit i níže uložený sníh a vznikne tak jakési kaskádové uvolnění (Storck, 2000). Pružnost větve je určující pro maximální zatížení sněhem, které je schopná zadržet, než dojde k ohybu a uvolnění masy sněhu (Schmidt a Gluns, 1991). V teplotách pod bodem mrazu je pružnost závislá na obsahu ledových krystalků a lineárně roste se zvyšující se teplotou (Schmidt a Pomeroy, 1990). Účinnost intercepce u dané větve může být ovlivněna i odražením dopadajícího sněhového krystalu. K odrazu dochází nejčastěji v teplotách nižších než -3°C a s rostoucí teplotou jeho význam klesá (Schmidt a Gluns, 1991). Účinností intercepce se rozumí poměr zadrženého sněhu vůči celkovému úhrnu sněhových srážek a je dána účinností každé jednotlivé větve, která se na intercepci podílí (Pomeroy a Brun, 2001).

V zimním období nelze zanedbat ani stok po kmenech stromů. Dochází k němu při tání intercepovaného sněhu nebo při kapalných srážkách, které se objevují i v zimním období (Kantor, 1983). K nezvykle velkému stoku po kmenech může dojít v důsledku tání sněhu navátého a přimrzlého na kmenech (Kantor, 1980). Dle Johnsona (1990) je to však málo významný mechanismus transportu sněhu. Výsledky jeho výzkumu ukazují, že tímto způsobem dosáhla povrchu jen 3 % celkových sněhových srážek. Černý et al. (2014) ve své studii uvádí, že naměřené hodnoty stoku po kmenech

byly na úrovni chyby měření a v žádné z měřených sezón nepřesáhl 1 % úhrnu srážek na volné ploše.

Všechny výše zmíněné mechanismy se mohou projevovat současně, což ztěžuje jejich samostatné měření. Satterlund a Haupt (1970) se pokusili význam jednotlivých mechanismů kvantifikovat. Celková intercepce byla měřena metodou vážení stromů a podkorunové srážky byly sbírány na rozprostřenou plastovou folii, kde byly zváženy. Uvolnění větší masy sněhu bylo odlišeno od jednotlivých kapek náhlou změnou hmotnosti stromu. Z výsledků vyplývá, že 95 % sněhových srážek nakonec dosáhlo půdy a mohlo se tak podílet na odtoku. Z celkového množství bylo 30 % srážek zadrženo korunou stromu a 70 % bylo akumulováno na povrchu země. 15 % bylo následně spláchnuto dešťovými srážkami, 10 % se uvolnilo a sklouzlo z větví k zemi, 5 % spadlo v podobě kapek. Pouze 5 % bylo sublimováno.

Výsledkem intercepčního procesu je proměnlivá výška sněhu a vodní hodnota sněhu (Pomeroy a Brun, 2001). Vodní hodnota sněhu, neboli Snow Water Equivalent (SWE) je jednou z nejčastěji měřených a nejdůležitějších charakteristik sněhové pokrývky. Je definovaná jako výška vody vznikající při roztátí sněhové pokrývky na daném místě (DeWalle a Rango, 2008; Singh a Singh, 2001). Bývá udávána v milimetrech.

V jehličnatých porostech může být zadrženo až 60 % z celkových sněhových srážek (Storck et al., 2002; Pomeroy a Schmidt, 1993). Množství zachyceného sněhu je závislé na místních klimatických faktorech, jako je teplota vzduchu, rychlost větru, či množství srážek (Pomeroy et al., 1998; Pugh a Small, 2013) a také na charakteru lesní vegetace, jako je hustota porostu, či jeho výška (Varhola et al., 2010).

Vegetační faktory ovlivňující intercepci sněhu

Významnou roli pro množství zadrženého sněhu hraje opadavost vegetace. Přítomnost jehlic během zimního období výrazně zvyšuje efektivitu intercepce díky větší styčné ploše, kterou jehlice tvoří (DeWalle a Rango, 2008). Intercepční ztráty neolistěných porostů během zimního období jsou oproti letní sezóně nižší o 5-15 % (Kantor, 1983). Dle Pomeroy a Brun (2001) klesá vodní hodnota sněhu i výška sněhu se zmenšující se vzdáleností ke kmenu jehličnatého stromu, zatímco u listnatého porostu s menší vzdáleností tyto veličiny mírně rostou. Ve smíšeném lese jsou větší akumulace pod opadavými druhy a naopak menší pod jehličnatými druhy.

Rozdíly mezi jehličnatým a listnatým lesem zkoumali např. Hříbík a Škvarenina (2007). Porovnávali působení bukového lesa s příměsí habru a smrkového lesa ve třech po sobě jdoucích zimních sezónách. Ač byly zimy velmi rozdílné, výška sněhu v jehličnatém lese byla vždy nižší než v lese listnatém. Stejně tak i měřená vodní hodnota byla nižší v jehličnatém lese. Tyto zákonitosti neplatily na konci zimy, kdy jehličnatý les vytváří bariéru proti sluneční radiaci a zabraňuje advekci teplého vzduchu, což způsobí 2 až 4 týdenní opoždění úplného odtání sněhu oproti bukovému lesu. Hříbík et al. (2009) uvádí, že rozdílnou rychlost tání pod lesní vegetací v porovnání s otevřenou plochou lze pozorovat lépe při velkých akumulacích sněhu a za chladných podmínek. Nejlépe lze tento fenomén sledovat v jedlových porostech, kde může být intenzita tání dvakrát až devětkrát nižší než na otevřené ploše a tání může trvat o 20 a 30 dní déle (Pobědinskij a Krečmer, 1984).

Opadavost vegetace ovlivňuje hlavně během zimní sezóny i její hustotu, která bývá často vyjádřena pomocí Leaf area indexu neboli indexu listové plochy (LAI). LAI je bezrozměrná veličina, která kvantifikuje množství listové plochy na jednotku zemského povrchu. Míra intercepce roste s rostoucím LAI (DeWalle a Rango, 2008).

Teoreticky by na množství zadrženého sněhu měly mít vliv i orientace větví a jehlic, či délka jehlic. Dle většiny studií jsou ale dopady těchto faktorů minimální. (DeWalle a Rango, 2008). To potvrzuje i Storck (2000), který porovnával schopnost zadržovat sníh u třech různých druhů jehličnanů - Douglasky tisolisté (*Pseudotsuga menziesii*), borovice těžké (*Pinus ponderosa*) a jedle ojíňené (*Abies concolor*). Výsledky ukázaly, že navzdory výrazným odlišnostem v morfologii jednotlivých stromů, jako je struktura, či tvar koruny, byla schopnost zadržení sněhu u jedinců stejného druhu v podstatě totožná a rozdíly mezi jednotlivými druhy také nebyly nijak výrazné. Pomeroy a Brun (2001) však uvádí, že ačkoliv s rostoucím LAI téměř lineárně klesá hodnota SWE, jednotlivé druhy jehličnanů mohou tento vztah ovlivnit. Dle Schmidt a Gluns (1991) je morfologie vegetace v porovnání s mikrometeorologickými podmínkami poměrně nevýznamným faktorem.

Různí autoři se věnovali i měření či modelování intercepční kapacity u jednotlivých druhů stromů. Maximální intercepční kapacita je maximální množství sněhu vyjádřené jako vodní hodnota v mm, které je strom schopen zadržet (Storck, 2000). Hedstrom a Pomeroy (1998) určili kapacitu pro borovici banksovu (*Pinus banksiana*) přibližně 4 mm a pro smrk černý (*Picea mariana*) 7 mm. Podobnému výzkumu se věnovali i Suzuki et al. (2008), ti však prováděli svůj experiment

v laboratorním prostředí Snow and Ice Research institute for Earth Science and Disaster v Japonsku. Pomocí sněžného děla, které tvoří krystalky o průměru 1 mm, zkoumali schopnost intercepce u smrku (*Picea glehnii*) a u břízy (*Betula ermanii*). Pro smrk určili hodnotu kapacity v rozmezí 1,6 - 7,4 mm, zatímco u břízy jen 1,0 - 3,1 mm. Na rozdíl od dříve zmíněných autorů však zdůrazňují i možný vliv struktury větví u daných druhů. Dle jejich výzkumu sklouzával sníh častěji ze smrkových větví, které jsou ohebnější než ty březové.

Struktura lesa může být poměrně náhle pozměněna a narušena disturbancemi, jako je lesní požár, napadení hmyzem, či polom způsobený silným větrem (Pugh a Small, 2013). Také lesní těžba ovlivňuje hydrologické poměry v lese. Způsobuje snížení celkové intercepce v důsledku odstranění korun stromů a potřebná výstavba silniční sítě v lese ovlivňuje schopnost infiltrace do půdy (Jones a Grant, 1996). V budoucnu se očekává, že v souvislosti se změnou klimatu, bude frekvence lesních požárů a napadení hmyzem, či patogeny vyšší (Winkler et al., 2015). Vzhledem ke klíčové úloze korun stromů na akumulaci sněhu, mohou mít lesní disturbance zásadnější vliv na hydrologické poměry, než právě zmíněná změna klimatu (Links a Marks, 1999).

Dopady napadení hmyzem na lesní porost v porovnání se zdravou vegetací se zabývalo poměrně velké množství autorů, a to jak v zahraničí (Pugh a Small, 2013, Winkler et al., 2014, Boon, 2009), tak i v Čechách (Jeníček et al., 2015).

Po napadení stromu broukem dochází v průběhu prvních dvou let k červenohnědému zabarvení jehlic a jejich následnému opadu. Tyto opadané jehlice mohou snižovat albedo sněhové pokrývky a urychlovat tak proces tání (Pugh a Small, 2012). Časem dochází k odumření celého stromu, což dále snižuje schopnost lesa zadržet sníh a zároveň tento proces ovlivňuje i půdní infiltraci a evapotranspiraci (Boon, 2009, Pugh a Small, 2012). Mitchell a Preisler (1998) uvádí, že k opadu celých větví dochází mezi 10-15 lety od napadení kmene.

Studie autorů Pugh a Small (2013), která zkoumala les napadený kůrovcem ve středním Coloradu, ukázala, že odumřelý les byl schopen zadržet o 50 % méně sněhu, než les zdravý. Menší množství zachyceného sněhu způsobilo, že bylo i méně sněhu ztraceno sublimací, což vedlo k 20% nárůstu akumulace v poškozeném lese v průběhu celé zimní sezóny. Takto zásadní rozdíly autoři vysvětlují nejen úbytkem stromové hmoty, ale i změnou ohebnosti a tvaru větví po napadení, což způsobilo častější sklouzávání sněhu na zem. Dle Boon (2009) záleží i na množství sněhu, který během sezóny napadne. V letech bohatých na sněhové srážky, se odumřelé a zdravé stromy

chovají velmi podobně, protože vydatné sněžení má schopnost překročit intercepční kapacitu vegetace. Naopak v letech, které jsou sněhovými srážkami průměrné, či podprůměrné se jejich chování výrazně liší. To autorka potvrdila i ve svém výzkumu, kde srovnávala akumulace sněhu v poškozeném lese, zdravém lese a na mýtině v oblasti jižně od Fraserova jezera v Britské Kolumbii. V roce 2007, který byl v dané lokalitě svými sněhovými srážkami nadprůměrný, nebyly pozorovány žádné významné rozdíly v akumulaci sněhu mezi napadeným a zdravým lesem, zatímco v roce 2008, kdy napadlo 98 % měřeného normálu, se hodnoty akumulace v poškozeném lese blížily hodnotám naměřených na mýtině.

Pomeroy et al. (2012) porovnával dopady různých druhů lesních disturbancí na hydrologické poměry v povodí. Výsledky jejich modelu ukázaly, že důsledky napadení kůrovcem jsou v porovnání s ostatními dvěma faktory poměrně malé. Dle jejich studie se v napadené oblasti zvýšil objem tání o méně než 10 %, což způsobilo jen 2% nárůst průtoků, zatímco lesní požáry a mýcení lesa zasáhly výrazně větší území a efekty na objem tání a průtok byly více než dvojnásobné. Nárůst objemu tání byl dán zmenšením intercepční ztráty v důsledku odstranění korun stromů. Autoři však uvádí, že tyto výsledky jsou ovlivněny místními topografickými podmínkami v oblasti výzkumu a nelze je proto zobecnit pro jakékoliv povodí.

Těžba lesa má následně dopady i na věkovou strukturu lesních porostů, jejíž vliv na vodní hodnotu sněhu uvádí ve své studii Hardy a Hansen-Bristow (1990). Měření ukázala, že SWE v porostu tvořeném 75 letými smrky byla o 20 % nižší, než SWE měřená v mladém porostu borovic tvořeném 13 až 35 letými jedinci. V porovnání s otevřenou plochou udává Winkler et al. (2015) rozdíly vodní hodnoty 32 % a 14 % pro les ve zralém stádiu respektive pro mladý les. Dále uvádí, že v mladém lese, který se prosvětluje s cílem snížení hustoty současného lesa tak, aby mohly zbývající stromy více růst, začíná tání dříve a sníh úplně odtaje o 2 až 4 dny dříve než v mladém lese, který je ponechán přirozenému vývoji.

Meteorologické faktory ovlivňující intercepci

Podmínky doprovázející sněžení mohou ovlivnit množství zadrženého sněhu. Teplota vzduchu dosahující 0°C vede ke zvyšování koheze sněhových krystalů, naopak sníh vypadávající při teplotách hluboko pod bodem mrazu není zdaleka tak kohezí a spolu se silným větrem silně snižuje schopnost porostu zadržet sněhové srážky. Takto nekohezí částice mají zároveň větší tendenci odrazu (DeWalle a Rango, 2008).

Při nižších teplotách nedochází k takovému zatížení větví, jako při teplotách blížících se bodu mrazu (Miller, 1964). Kobayashi (1987) testoval za určitých teplot intercepci u různě širokých dřivek, která v jeho experimentu nahrazovala větve stromů. Při teplotě 0,9°C byla intercepce téměř shodná u dřivek 0,5 cm, 1 cm i 2 cm širokých a dosahovala až 75 %. Při teplotách pod -3°C však nejmenší destička nezachytila téměř nic, centimetrová destička zachytila asi 10 % akumulace a nejširší destička 30 %. Podobný experiment byl proveden i u širších destiček, a to 4, 8 a 16 cm (JGFES 1952 in Storck, 2000). Zajímavým zjištěním bylo, že na 8cm destičce se neprojevil žádný vliv okolní teploty, zatímco obě studie se shodly na tom, že u tenčích destiček byl efekt teploty výrazný. Účinná šířka povrchu je důležitým faktorem v určení míry, s jakou je teplota významná pro ukládání sněhu (Storck, 2000).

Silný vítr může způsobit redistribuci již uloženého sněhu a snížit tak intercepční účinnost porostu. Nejmenší účinnosti byly v práci Schmidt a Gluns (1991) naměřeny právě při nejvyšších rychlostech větru. Silnější vítr zároveň způsobuje častější odrazy dopadajících sněhových krystalů a v důsledku vibrací větví dochází k častějšímu uvolnění masy sněhu (Pomeroy a Brun, 2001). Dle Bunnell et al. (1985) se zvyšuje adheze sněhových částic, které jsou hnané větrem díky jejich silnějšímu zaklínění k větví.

Jost et al. (2007) se pokusil porovnat působení různých druhů faktorů na variabilitu sněhové pokrývky a dle jeho výsledků nadmořská výška, lesní pokryv a orientace vůči světovým stranám dohromady vysvětlují většinu variability velkého měřítka. Poměry vlivu vegetace a orientace svahů byly závislé na průběhu zimní sezóny. Během mírné zimy dominoval vliv expozice, zatímco v tuhé zimě byla vegetace stejně významná jako expozice. Dle Kučerové a Jeníčka (2014) je distribuce sněhu ve velkém měřítku ovlivněna především nadmořskou výškou, která ovlivňuje teplotu vzduchu a tím i skupenství srážek a intenzitu tání. V malém měřítku je rozložení sněhu závislé především na topografii a vegetaci (Jeníček et al., 2012; Pomeroy et al., 1998)

Sublimace sněhu

Sublimace sněhu neboli fázový přechod vody z pevného skupenství ve vodní páru, je významnou součástí horské vodní bilance (Strasser et al., 2008). V jehličnatých porostech může být během zimní sezóny zadrženo až 60 % sněhových srážek, z nichž může být 30 % ztraceno procesem sublimace (Montesi et al., 2004; Pomeroy a Schmidt, 1993). Velký poměr povrchu k objemu intercepovaného sněhu a časté větrné podmínky

v horských oblastech umožňují efektivní sublimaci. Výsledný podíl sněhových srážek, který sublimuje, se liší v závislosti na intercepční kapacitě vegetace a atmosférických podmínkách (Strasser et al., 2011). Pomeroy a Schmidt (1993) uvádí, že plocha povrchu sněhu vystaveného okolní atmosféře, je 60 až 1800 krát vyšší pro sníh zadržený v korunách stromů, než pro sněhovou pokrývku pod vegetací. U povrchu země navíc dochází k modifikaci mikrometeorologických podmínek, jako je snížení úhrnu krátkovlnné radiace, srážek, rychlosti větru a denní amplitudy teploty vzduchu, či zvýšení vlhkosti a míry dlouhovlnného záření (Strasser et al., 2008). Molotch et al. (2007) uvádí ve své studii míru sublimace z korun stromů 0,71 mm/den, zatímco ze sněhové pokrývky jen 0,41 mm/den.

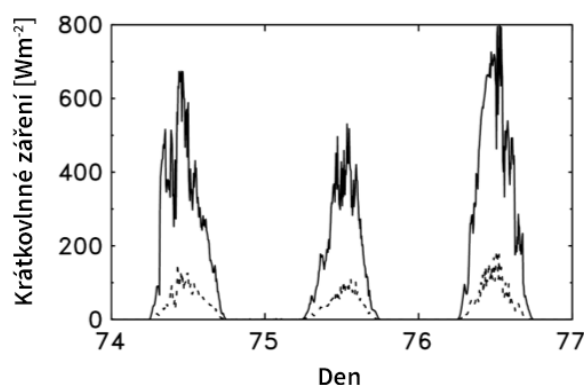
K efektivní výměně energie a hmoty mezi sněhem a vzduchovou hmotou může docházet během vypadávání sněhových srážek za větrných podmínek (Pomeroy a Gray, 1995). Větrně suspendované sněhové krystaly jsou mechanicky rozkládány a následně sublimují. Tento proces je neúčinnější, právě když je čerstvě napadán sníh a vítr dosahuje vysokých rychlostí např. na horských hřebenech (Strasser et al., 2008). Ve své studii Montesi et al. (2004) zkoumal vliv nadmořské výšky na sublimaci sněhu. Svá měření prováděl ve výškách 2920 a 3230 m. n. m. a zjistil, že více sněhu sublimovalo v níže položené lokalitě, což zdůvodňuje vyšší teplotou vzduchu, nižší relativní vlhkostí vzduchu a právě i vyššími rychlostmi větru, které byly v daném místě naměřeny. Schmidt a Troendle (1992) porovnávali množství sublimovaného sněhu na dvou různě orientovaných svazích. Výsledky ukázaly, že míra sublimace byla v průměru 1,2 krát vyšší na jižně orientované lokalitě, než na svahu směřujícím na sever. Při použití průměrné hodnoty by rozdíl za celou zimní sezónu činil 27 mm vodní hodnoty. Sublimace je důsledkem vyššího tlaku par v ledovém krystalu, než je tlak par v okolní vzduchové hmotě. Tlak v krystalu se zvětšuje spolu s rostoucí teplotou, proto dochází k intenzivnější sublimaci při vyšších teplotách (DeWalle a Rango, 2008). Měření v Saskatchewanu autorů Pomeroy a Schmidt (1993) ukázalo, že za velmi chladných podmínek -45 až -25°C téměř nedocházelo k sublimaci, zatímco když teplota stoupla na -20 až -2°C , tak z celkové akumulace 9 kg byly vysublimovány přibližně 3 kg.

2.1.2 Zastínění vegetačního porostu

Krátkovlnné záření

Slunce je hlavním zdrojem energie pro hydrologické procesy probíhající jak v atmosféře, tak na povrchu země. Hlavní složkou sluneční radiace je krátkovlnné záření o vlnové délce 0,2 až 3,0 μm . Při průchodu atmosférou dochází k jeho částečné absorpci kyslíkem, ozónem, vodními parami a dalšími molekulárními strukturami a také k rozptylu na aerosolech či prachových částicích (Singh a Singh, 2001). Krátkovlnné záření, které dosáhne povrchu, se skládá ze dvou složek, a to z přímé sluneční radiace a z rozptýleného krátkovlnného záření (USACE, 1998). Přímá radiace prostupuje atmosférou v paralelních paprscích, zatímco rozptýlené záření je homogenní tok přicházející k povrchu ze všech směrů (Singh a Singh, 2001).

Krátkovlnné záření je hlavním zdrojem energie vstupujícím do sněhové pokrývky a způsobujícím zisk tepla a následné tání (USACE, 1998). Vegetace tento proces silně ovlivňuje stíněním, jak je znázorněno na Obrázku 2. Hustota toku krátkovlnného záření, která dosáhne sněhové pokrývky pod vegetačním pokryvem je výsledkem násobných odrazů a pohlcení, ke kterým dochází při interakci s dřevní tkání, jehlicemi a povrchem země (Ross, 1981).



Obrázek 2: Vliv vegetace na krátkovlnné záření. Plnou čarou jsou znázorněny hodnoty měřené nad vegetací, čárkovaně pod vegetací (Essery et al., 2008, upraveno).

Radiace má pod vegetačním krytem vysoký stupeň prostorové variability. Množství vlnění, které je propuštěno porostem závisí na hustotě a struktuře vegetace, na zenitovém úhlu Slunce a délce jeho dráhy (DeWalle a Rango, 2008; Hardy et al. 2004). Při menším zenitovém úhlu jsou hodnoty radiace nižší ze dvou důvodů. Paprsek musí urazit delší dráhu, je tedy více utlumen již v atmosféře a následně i při průchodu

vegetací. Zároveň oblast, která přijímá dané množství energie, je při šikmém dopadu paprsku větší (Singh a Singh, 2001).

Čisté množství energie, které se podílí na procesu tání, je závislé na množství pohlceného a odraženého záření sněhovou pokrývkou. To se mění s různou zeměpisnou šířkou, atmosférickými podmínkami, dny v roce a odrazivostí sněhu, neboli albedem (USACE, 1998). Albedo sněhové pokrývky dosahuje hodnoty 0,9 pro kompaktní, suchý a čistý sníh, klesá na 0,5 až 0,6 pro mokrý sníh a může dosahovat pouze 0,3 pro porézní a špinavý sníh (Pomeroy a Brun, 2001). Změny albeda mohou být způsobeny i opadem jehlic a větviček ze stromů, jsou to však změny v řádu jednotek procent (Melloh et al., 2002). Albedo intercepovaného sněhu může způsobit, že část záření odražená od sněhové pokrývky může být znovu odražena zpět k povrchu (DeWalle a Rango, 2008). Dle Pomeroy a Dion (1996) však sníh zadržený na vegetaci má na albedo lesa pouze minimální vliv. Radiace odražená od sněhové pokrývky může být absorbována vegetací v závislosti na její hustotě, vlhkosti listoví a tloušťce. Listy a jehlice s velkým obsahem vody slabě odráží a propouští záření, jsou však silnými absorbenty (Singh a Singh, 2001).

Kvůli svému silnému působení na průběh tání byla krátkovlnná radiace předmětem velkého počtu studií (Pomeroy et al. 2009). Přímá sluneční radiace je při průchodu hustým jehličnatým lesem utlumena až na 10 % a v opadavém listnatém lese na 50 % své původní hodnoty, které dosahovala nad vegetací (DeWalle a Rango, 2008; Sicart et al., 2004). Ellis a Pomeroy (2007) uvádí, že potenciální energie tání pod lesní vegetací vyvolaná krátkovlnným zářením vykazuje největší kolísání se změnou oblačnosti a hustoty vegetace na jižně orientovaných svazích a nejméně kolísá na severně orientovaných svazích.

Dlouhovlnné záření

Dlouhovlnné záření vzniká v atmosféře při interakci krátkovlnného záření s molekulami oxidu uhličitého, vodní páry, ozónu a dalšími. Jeho vlnová délka je v rozpětí 6,8 až 100 μm , přičemž nejvyšší intenzity dosahuje při 11 μm (Singh a Singh, 2001). Příchozí dlouhovlnné záření závisí na teplotě emitujícího povrchu, což kromě atmosféry, či oblaku může být i lesní vegetace, která absorbuje radiaci krátkovlnnou a následně vyzařuje dlouhovlnnou (Male, 1980). Celkové množství dopadajícího dlouhovlnného záření je tedy sumou radiace vycházející z atmosféry a radiace, která je emitována samotnou vegetací (Singh a Singh, 2001). Kvůli silnému útlumu sluneční

radiace a potlačení turbulentních toků v důsledku snížení rychlosti větru je dlouhovlnné záření v mnoha případech hlavním zdrojem tání sněhové pokrývky pod lesní vegetací (Sicart et al., 2004).

Nejsilněji je ovlivněna bilance dlouhovlnného záření během jasných, slunečných dní (DeWalle a Rango, 2008; Essery et al. 2008). V těchto dnech proniká krátkovlnné záření vegetací a ohřívá dřevní hmotu, listoví a jehlice, které následně emitují dlouhovlnné záření (Pomeroy et al., 2009). Tok dlouhovlnného záření se zvětšuje s rostoucím solárním úhlem. Při větším úhlu prochází krátkovlnné záření dál dovnitř vegetačního pokryvu, a tím ohřívá níže položené větve, které pak emitují dlouhovlnné záření směrem dolů, do sněhové pokrývky pod sebou (Pomeroy a Dion, 1980). Při jasné obloze může převládat vyzářená energie nad energií přijatou, zatímco když je obloha zatažená, tak roste podíl přijaté energie a klesá tok energie vyzářené. Tento poměr závisí na množství a typu oblačnosti (DeWalle a Rango, 2008).

Stanovení toku krátkovlnného záření je poměrně snadné, tím že je silně determinováno geometrií a strukturou vegetace a mírou radiace nad vegetací. Predikce dlouhovlnného záření však vyžaduje i informaci o teplotě vegetace (Pomeroy et al. 2009). Přesná měření této teploty jsou zřídka k dispozici, výjimkou jsou dobře vybavená vědecká pracoviště. Často je tak využívána teplota vzduchu jako zástupná veličina. Toho se využívá v dostatečně hustém lesním porostu, kde spodní větve nejsou vystaveny přímému slunečnímu záření (Sicart et al., 2004).

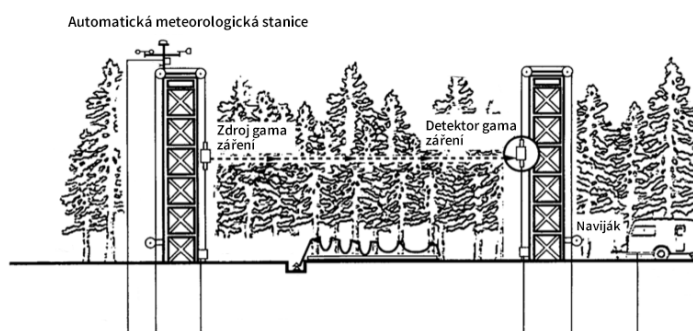
2.2 Možnosti určení intercepce

Nejdůležitějším úkolem sněhových komponent hydrologických modelů je přesná předpověď procesu tání, jeho načasování a objemu. Takové znalosti jsou rozhodující pro hydrologické předpovědi, řízení vodních děl, či výrobu elektřiny (Holko et al., 2011). Pro takové modelování je třeba co nejpřesnějšího měření intercepce a dalších procesů s ní spojených, jako je sublimace, či podkorunové srážky.

Často využívanou metodou pro měření intercepce je vážení stromů. Takový postup popisuje ve své práci Lundberg et al. (1998). Vybraný strom je podepřen z postavené věže, uříznut a následně uložen na siloměrnou plošinu. Jednoduchá konstrukce, jakési lešení, zabraňuje stromu ve velkých bočních pohybech při silném větru. V této studii byl vybrán konkrétní strom na základě obvodu kmene v dané výšce, který byl průměrný ze všech změřených stromů. Vážení stromů je však poměrně drahá metoda, která je špatně proveditelná v odlehlých lokalitách a nemusí být přesným

obrazem procesů v nenarušeném, přirozeném prostředí (Martin et al., 2013). Navíc ji nelze aplikovat v hustých, uzavřených porostech a interpretace dat může být ztížena při srážkových událostech, zejména když dochází k současnému sfoukávání sněhových krystalů z větví pryč (Lundberg a Halldin, 2001a). Naopak výhodou je kontinuální měření v průběhu celé zimní sezóny (Lundberg et al. 1998).

Velmi dobrý pohled na prostorové rozložení sněhu v korunách stromů umožňuje sledování útlumu paprsků gama záření. Při takovém měření se v lese nachází dvě věže, vzdálené několik desítek metrů, kdy na jedné věži je připevněn radioaktivní zdroj a na druhé detektor (Obrázek 3). Paprsek procházející vegetací je zeslabován přítomností sněhu. Zdroj a detektor mohou být na věžích posouvány nahoru a dolů tak, aby bylo možné skenovat různé úrovně vegetace, což umožňuje velmi dobře zachytit vertikální rozložení sněhu (Lundberg et al. 1998). Tato metoda je však velmi drahá, časově náročná a nevýhodou je i potřebná manipulace s radioaktivním zdrojem (Lundberg a Halldin, 2001a).



Obrázek 3: Schematické znázornění systému měřícího útlum paprsků gama záření. Není v měřítku (Calder, 1990 cit. v Lundberg et al., 1998, upraveno)

Kombinací těchto dvou metod, společně s měřením podkorunových srážek a sublimace, lze dosáhnout poměrně celistvého přehledu probíhajících procesů (Lundberg a Halldin, 2001a). K měření podkorunových srážek lze použít klasické srážkoměry, které však často podhodnocují srážky, zejména při vyšších rychlostech větru. V těchto případech je možné využít empiricky odvozené funkce pro přepočet srážek (Lundberg a Halldin, 2001b). Alternativou mohou být plastové fólie rozprostřené pod stromem, které svádí sníh do srážkoměru, kde je následně změřeno jeho množství. Fólie je prohřívána, ovšem při chladných podmínkách nelze dodat dostatečné množství tepla tak, aby bylo možné zaznamenat veškeré srážky v reálném čase, a dochází až

k několikahodinovému zpoždění (Lundberg et al. 1998). Zahřívání folie může ovlivnit i hodnoty míry evaporace, pokud je aplikovaná v chladných podmínkách (Lundberg a Halldin, 2001a).

Bründl (1999) prezentoval metodu založenou na analýze ohybu větví pod masou sněhu, která je na ní uložena. Zkoumané větve byly opatřeny barevnými balónky, jejichž pohyb byl dodatečně analyzován pomocí videonahrávky. Podobného principu využil i Huang (2005), který měřil změny zatížení jednotlivých větví pomocí elektrického odporového tenzometru. Experimenty prováděné na jednotlivých větvích však nikdy dostatečně nerepresentují celý strom (Martin et al. 2013).

Friesen et al. 2008 založil svou studii na předpokladu, že jakákoliv změna v množství zadržených srážek se projeví ve stlačení kmenu, které je měřitelné. Stlačení může být fyzikálně interpretované pomocí Hookova zákona pružnosti a výhodou měření je jeho neinvazivní podoba a poměrně malé finanční náklady. Tuto metodu použil pro svůj výzkum i Martin et al. (2013).

S rozvojem digitálních technologií, které umožňují pořídit stovky fotografií a následně je uchovat, se takové metody stále častěji využívají i pro měření intercepce. Floyd a Weiler (2008) použili časosběrné snímání k zachycení i poměrně náhlých dešťových událostí (tzv. rain on snow, ROS), které mohou v krátkém čase silně ovlivnit masu intercepovaného sněhu a při manuálním měření vybraných lokalit by vůbec nemusely být zachyceny. Fotoaparáty snímaly vybraná místa každou hodinu. Každé takové místo bylo vybaveno sněhoměrnou latí a dále vážicí deskou zavěšenou na dvou pružinách, která sloužila k monitoringu podkorunových srážek. Při následné analýze byly rozlišeny pixely sněhu a pixely ostatní. Fotogrammetrická data byla porovnána s meteorologickými daty, aby mohly být identifikovány anomálie spojené s pohybem fotoaparátu, či namrznutí obalu, ve kterém byl fotoaparát uzavřen. Komplikace mohou přijít v podmínkách s vysokou vlhkostí např. v hustém lesním porostu, kdy může dojít ke kondenzaci na obalu fotoaparátu a tím je znemožněna následná analýza snímků.

Je zřejmé, že všechny metody mají své klady i zápory. Jednotlivé metody nedávají přesné číselné odhady intercepce a s ní spojených procesů v průběhu celé zimy, a proto by mělo být využíváno kombinace těchto metod k dosažení lepších výsledků měření (Nakai et al. 1994).

Modely, které sledují interakci sněhu s více či méně spojitou vegetací mohou být jednoduché, či komplexní (DeWalle a Rango, 2008). V minulosti bylo vytvořeno velké

množství modelů ke kvantifikaci množství intercepovaného sněhu a intercepční ztráty (Pomeroy et al., 1998; Hedstrom a Pomeroy, 1998, Link a Marks, 1999).

Jedním z nejjednodušších přístupů k modelování sublimace může být předpoklad, že sublimuje stálé procento zadrženého sněhu (DeWalle a Rango, 2008). Pomeroy et al. (2002) upravil metodu vytvořenou Kuz'min (1960 cit. v DeWalle a Rango, 2008) pro odhad akumulace pod vegetačním krytem do následujícího tvaru č. 1:

$$S_f = S_c \{1 - [0,144 \ln (LAI') + 0,223]\} \quad (1)$$

kde S_f je výška sněhové akumulace pod vegetačním krytem v mm, S_c je výška sněhové akumulace v otevřeném prostoru v mm a LAI' je bezrozměrný Leaf Area Index pro zimní období (DeWalle a Rango, 2008).

Komplexní modely zahrnují i výpočet počáteční výšky intercepce, či uvolňování sněhu z větví v důsledku tání, sublimace, vlivem větru nebo gravitačním působením. Takový fyzikálně založený model vytvořili Hedstrom a Pomeroy (1998). Tento model se zaměřuje i na intercepční kapacitu, která je zpočátku vysoká a postupně klesá s přibývajícím množstvím sněhu zachyceným ve větvích. Dále zahrnuje i postupné odstraňování sněhu z větví pomocí výše zmíněných mechanismů. Model je vyjádřen následovně pomocí vztahu č. 2:

$$I = c(S_m - I_0)[1 - \exp (-C_c P/S_m)] \quad (2)$$

kde I je výška intercepovaného sněhu v mm, c je empiricky zjištěný koeficient vyjadřující uvolňování sněhu z větví stromu s přibližnou hodnotou 0,7 za hodinu, S_m je maximální intercepční kapacita v mm, I_0 je počáteční výška intercepce v mm, C_c vyjadřuje dílčí zakrytí vegetací a P je celkový úhrn sněhových srážek v mm.

Tento model hodnotí proces intercepce v měřítku celého stromu, nejen v měřítku jedné větve. Přestože je modelování v měřítku jednoho stromu vhodné pro pochopení procesu intercepce, jeho rozšíření na celé stanoviště, či na celé povodí, není příliš praktické (Pugh a Small, 2013).

Pro modelování ve stanovištním měřítku je třeba zachytit prostorovou heterogenitu vegetační struktury. Většina modelů stále vychází z bodových prediktorů, což je dáno především velkou časovou náročností sbírání podrobnějších dat pro větší území (Moeser et al., 2015). K nepřímému měření struktury vegetace se nejčastěji používá hemisférická fotografie, tato technika však dává pouze bodovou hodnotu LAI, uzavřenosti vegetace (canopy closure, CC) a dopadajícího krátkovlnného záření (Zhang

et al., 2005). Výsledky jsou navíc poměrně silně závislé na konkrétním nastavení následně používaného programu a zpracování snímků je časově náročné.

Z toho důvodu se stále častěji využívá ke sběru dat letecké laserové skenování, které umožňuje zachycení většího území (např. Lovell et al., 2003; Moeser et al., 2014, Riaño et al., 2004). Takto získaná data umožňují tvořit odhady LAI i CC s poměrně vysokou úspěšností. Moeser et al. (2015) však vytvořili i nové metriky charakterizující strukturu vegetace, které by měly sloužit ke zpřesnění intercepčních modelů. Cílem je zachytit především mezery mezi stromy či malé otevřené plošky uprostřed lesa, které bodovým měřením nemusí být zaznamenány a přitom mohou mít poměrně značný vliv na variabilitu sněhové pokrývky. Pomocí automatizovaného algoritmu je možné analyzovat mnoho parametrů těchto plošek, jako je např. průměrná vzdálenost od vyznačeného bodu k vegetaci. Ta dle studie vykazuje vyšší korelaci s měřenou intercepčí než LAI a CC.

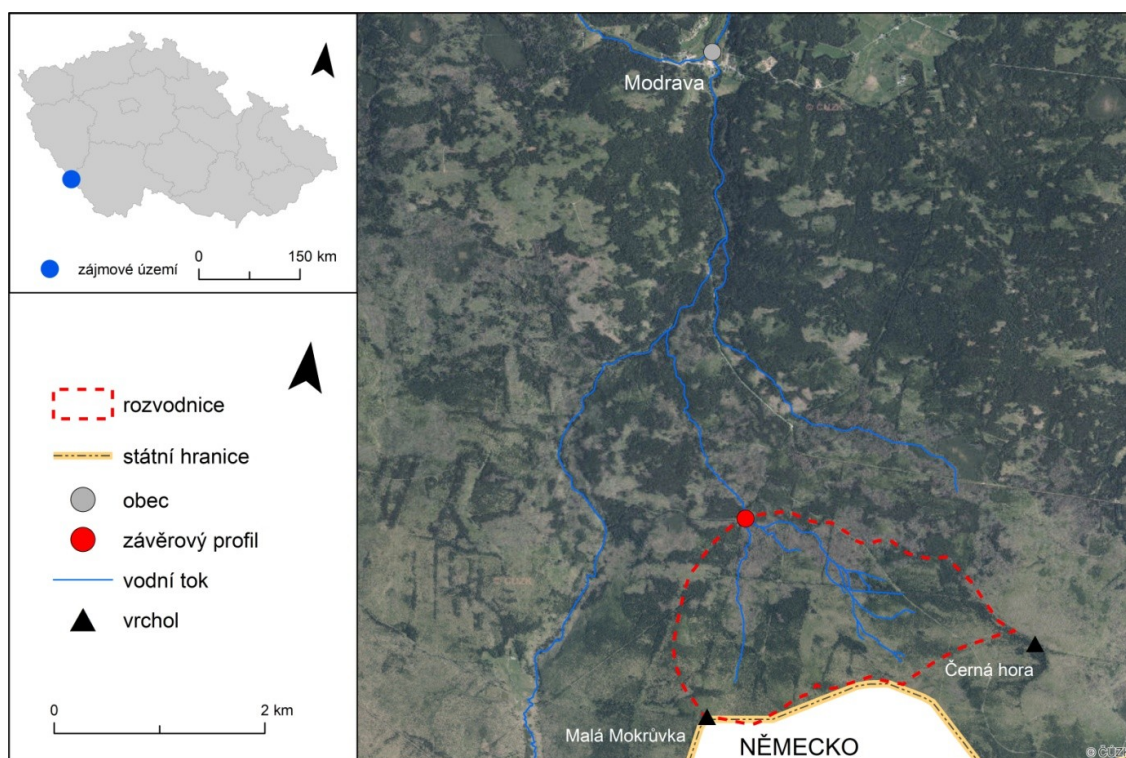
Vybrané nové metriky následně implementoval Moeser et al. (2016) do nového modelu intercepce spolu s funkcí, která reprezentuje tvorbu můstků zvyšující v počáteční fázi sněžení intercepční kapacitu a následný ohyb větví, který naopak míru intercepce snižuje. Z velkého množství metrik byly vybrány CC, celková rozloha plochy mezi stromy a průměrná vzdálenost bodu k vegetaci. Výsledky modelování byly porovnány s výsledky tzv. standardního modelu (Hedstrom a Pomeroy, 1998), který je popsán výše a je jedním z nejrozšířenějších modelů intercepce po celém světě. Nejvyšší rozdíly byly pozorovány u mezer mezi vegetací a na menších otevřených ploškách. Standardní model vykazoval velmi podobné výsledky u plošek se stejnou CC, ačkoliv jejich rozloha byla zásadně rozdílná. Navržený model vykazoval výrazně vyšší variabilitu kumulativní intercepce, v rozmezí od 25 do 310 mm SWE, zatímco standardní model pouze od 165 do 310 mm SWE. Podobné rozdíly lze sledovat i v modelované výšce sněhu v pozorovaném území, kdy navrhovaný model uvádí rozpětí 55–83 cm a standardní model 53–67 cm výšky akumulace.

3 Materiál a metody

3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území

3.1.1 Vymezení zájmové lokality

Zájmovým územím, na jehož ploše probíhal terénní výzkum je experimentální povodí Ptačího potoka (Obrázek 4). To se nachází v centrální části Šumavy, zhruba 5 km jižním směrem od obce Modrava, při hranicích s Německem. Malou část zasahuje i na území Bavorska. Plocha povodí je 4,09 km². Ptačí potok pramení v nadmořské výšce 1220 m. n. m. na západním svahu Černé hory. V místě bývalé Ptačí nádrže, u soutoku s Mokrůvkou, se nachází závěrový profil experimentálního povodí s hladinoměrem v nadmořské výšce 1127 m. n. m. Odtud vede rozvodnice směrem na jihovýchod pod vrchol Černé hory, kde se stáčí k západu a pokračuje podél státní hranice po hřebenu až k vrcholu Malá Mokrůvka, což je s 1330 m. n. m. nejvyšší bod celého povodí. Poté se obrací zpět k severu k závěrovému profilu. Celé povodí se nachází na území Národního parku Šumava (resp. NP Bayerischer Wald) a severní část okolo bývalé Ptačí nádrže spadá do 1. ochranné zóny parku.

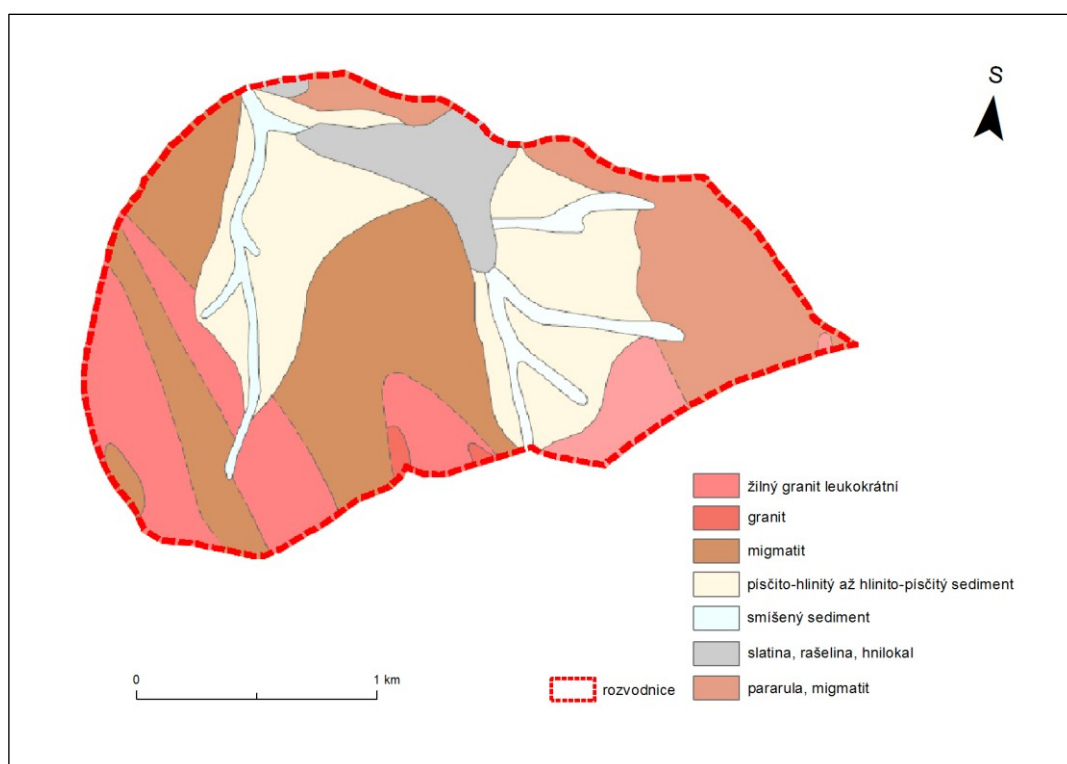


Obrázek 4: Vymezení experimentálního povodí Ptačího potoka. (zdroj: ČÚZK, ArcČR, Dibavod, vlastní zpracování).

3.1.2 Geologické poměry

Šumava je součástí Českého masivu a je budována šumavským moldanubikem a moldanubickým plutonem. Zájmové území patří do oblasti moldanubika Šumavy, pro které jsou typické středně a silně metamorfované horniny s největším zastoupením pararul a migmatitů. Povodí Ptačího potoka se nachází v centrální části Šumavských plání, pro něž je typický mírně zvlněný reliéf a široká údolí, která jsou často vyplněna rašeliništi. Takový reliéf je pozůstatkem vyzdviženého zarovnaného povrchu, na kterém zatím nedošlo k přemodelování zpětnou erozí vyvolanou výzdvihem pohoří (Chábera, 1987).

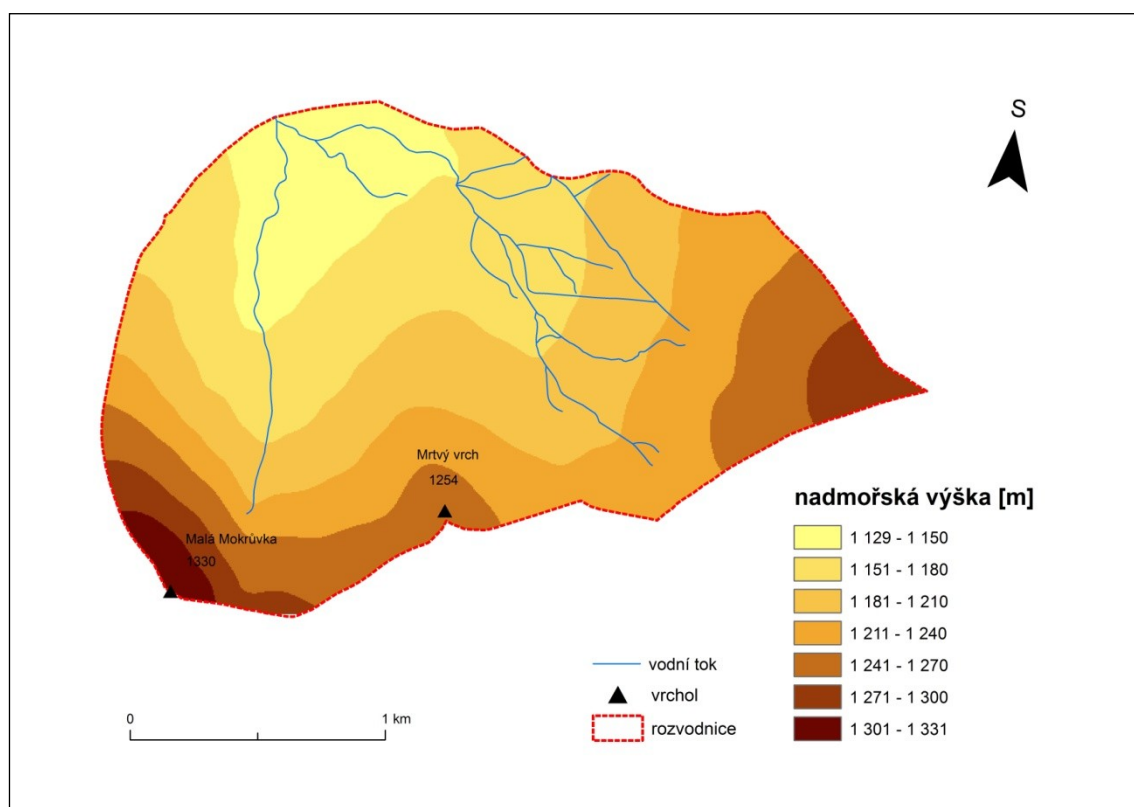
Pro experimentální povodí je typický výskyt migmatitů a pararul, s občasnými intruzemi granitu v jižní a jihozápadní části území. Vodní toky jsou lemovány smíšeným sedimentem a v širším pásmu písčito-hlinitým až hlinito-písčitým sedimentem. Oblast Ptačí slati je vyplněna slatinou, rašelinou a hnílokaem (Obrázek 5).



Obrázek 5: Geologické poměry povodí Ptačího potoka (zdroj: Geologická mapa ČR, ArcČR)

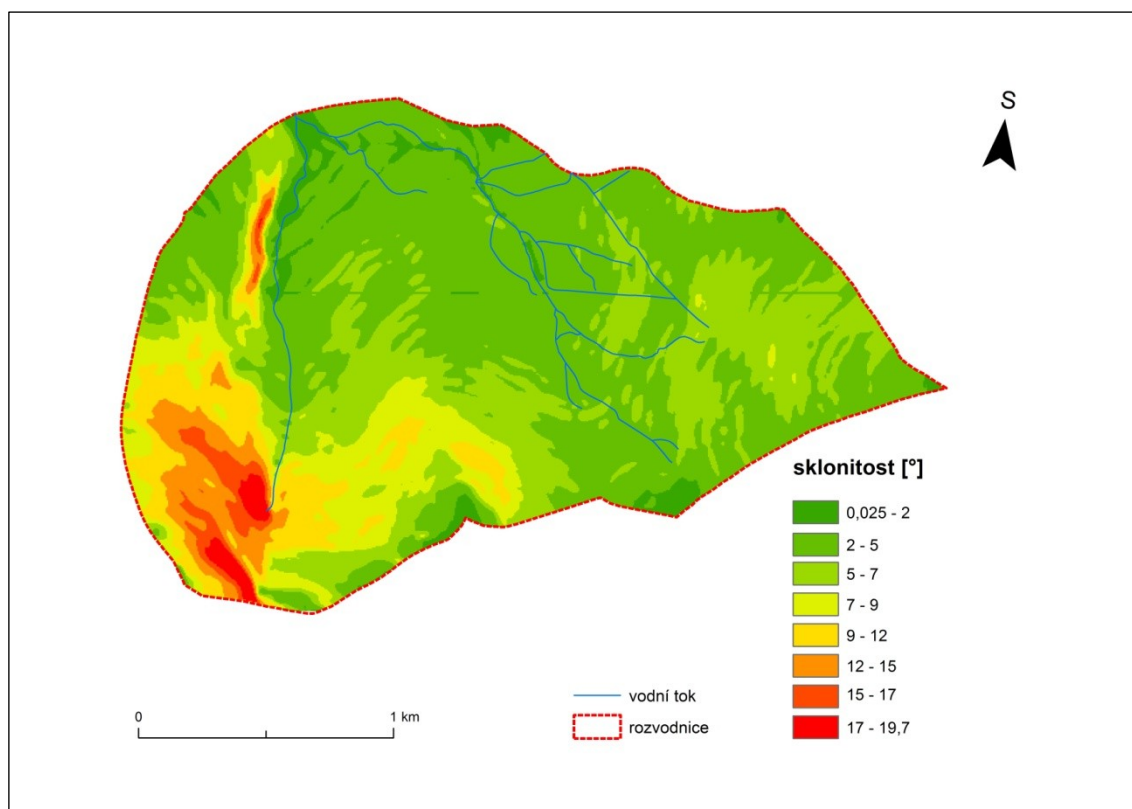
3.1.3 Geomorfologické poměry

Povodí Ptačího potoka je součástí geomorfologického okrsku Kvildské pláně, který spadá do podcelku Šumavské pláně. Ten dále náleží do oblasti Šumavská hornatina, do Šumavské subprovincie a provincie Česká vysočina. Nejvyšším vrcholem povodí je Malá Mokrůvka (1330 m. n. m.) a nejnižším bodem je závěrový profil toku (1127 m. n. m.). Převýšení povodí je 203 m a průměrná výška celého území je 1201 m. n. m. (Obrázek 6).



Obrázek 6: Výškové poměry experimentálního povodí (zdroj: ZABAGED, ArcČR, DIBAVOD)

Průměrný sklon celého povodí je $5,74^\circ$. Rovinné plochy a mírně skloněné povrchy do 5° zabírají přibližně 50 % území a přibližně tři čtvrtiny území mají sklon menší než 7° . Vyšší sklon svahu je typický pro jihozápadní část povodí, kde se nachází i nejvyšší kóta zájmového území (Obrázek 7). Naopak nejmenší svažitost je charakteristická pro sever území, zejména pro oblast Ptačí slati, bývalé Ptačí nádrže a okolí.



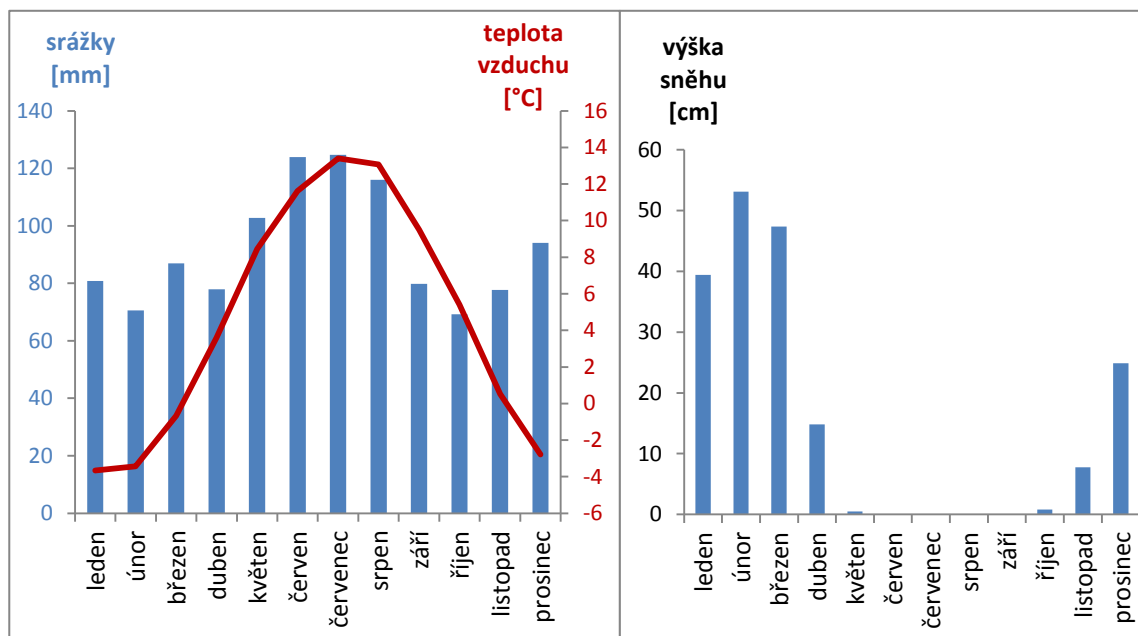
Obrázek 7: Sklonitostní poměry experimentálního povodí (zdroj: ZABAGED, ArcČR, DIBAVOD)

3.1.1 Klimatické poměry

Klimatické poměry jsou zásadním faktorem určujícím průběh zimní sezóny prostřednictvím vlivu na procesy akumulace a tání sněhu. Šumava náleží do oblasti středoevropského přechodného klimatu s poměrně pravidelným rozložením srážek během celého roku. Zájmové území se řadí dle Quittovy klasifikace do chladné oblasti a dle Koppěnovy klasifikace do boreálního klimatu s průměrnou teplotou vzduchu nejchladnějšího měsíce $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ a nižší, s průměrnou teplotou vzduchu nejteplejšího měsíce $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a vyšší, přičemž nanejvýš tři měsíce v roce mají průměrnou teplotu vzduchu vyšší než $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a srážky jsou v průběhu roku v zásadě rovnoměrně rozloženy (Atlas podnebí Česka, Tolasz et al., 2007).

Vzhledem k absenci dlouhých datových řad přímo z povodí Ptačího potoka jsou využita data ČHMÚ z Churáňova, což je 12,5 km vzdálená stanice směrem na severovýchod. Z datových řad dlouhých 54 let je zřejmé, že tato lokalita odpovídá kritériím Koppěnovy klasifikace (Obázek 8). Průměrná teplota vzduchu nejteplejšího

měsíce je 13,4 °C pro červenec a nejméně chladného měsíce – 3,7 °C pro leden. Hranici průměrné teploty vzduchu 10 °C překračuje i červen a srpen. Srážky jsou poměrně pravidelně rozložené v průběhu celého roku s letními maximy. Průměrný měsíční úhrn srážek je nejvyšší v červenci s 124,7 mm. Průměrný úhrn srážek za rok je 1104 mm.



Obrázek 8: Průměrný měsíční úhrn srážek, průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrná výška sněhu pro Churáňov v období 1961-2014 (zdroj dat: ČHMÚ)

Povodí Ptačího potoka se nachází na návětrné straně hřebenu vůči převažujícímu západnímu a jihozápadnímu proudění vzduchu, což má za následek jedny z nejvyšších srážkových úhrnů v rámci celé České republiky. Díky své nadmořské výšce je zároveň i jednou z nejméně chladných oblastí republiky.

3.1.4 Hydrologické poměry

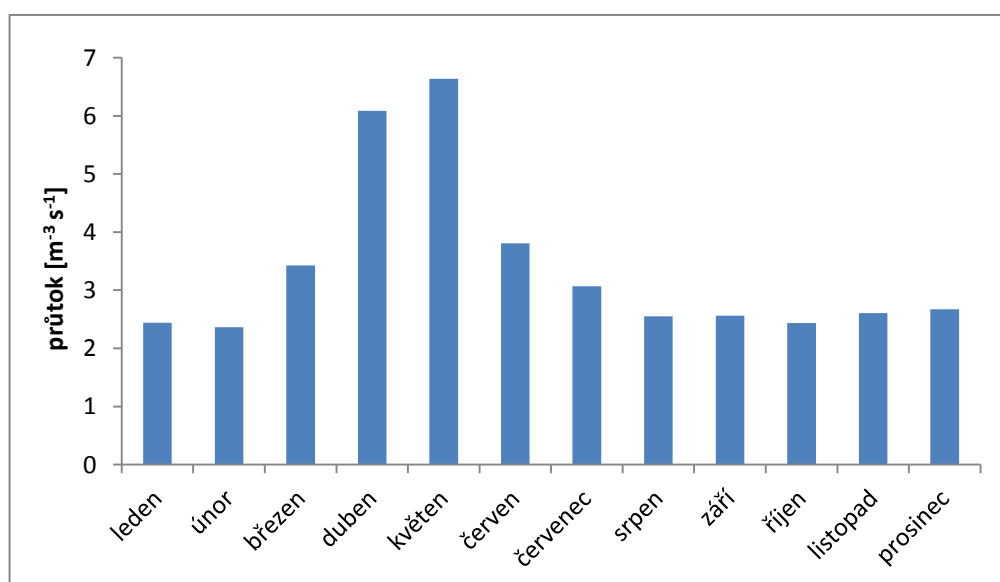
Experimentální povodí s rozlohou 4,09 km² vyplňuje přibližně ze tří čtvrtin povodí Ptačího potoka. Ptačí potok ústí na západním svahu Černé hory v nadmořské výšce 1220 m. n. m. a následně směřuje k severozápadu. Protéká Biskupskou a Ptačí slatí a v místě bývalé Ptačí nádrže přibírá svůj největší levostranný přítok Mokruvku. Ptačí nádrž dříve sloužila k zachytávání potřebného množství vody k splavování dřeva do plavebního kanálu. V tomto místě potok opouští území experimentálního povodí a pokračuje dále na severozápad, kde se jako tok 6. řádu vlévá do Modravského potoka,

který následně soutokem s Roklanským potokem v obci Modrava utváří řeku Vydra. Ta svým soutokem s Křemelnou dává vzniknout Otavě, která je levostranným přítokem Vltavy. Tvar povodí je vějířovitý, zatímco uspořádání vodního toku je listovité. Další charakteristiky experimentálního povodí jsou uvedené v Tabulce 1.

Tabulka 1: Přehled základních údajů o experimentálním povodí Ptačího potoka. (zdroj dat: DIBAVOD, KFGG, vlastní zpracování)

Plocha povodí	4,09 km ²
Délka Ptačího p. v povodí	2,14 km
Délka rozvodnice	8,64 km
Celková délka toků v povodí	7,97 km
Hustota vodních toků	1,95 km/km ²

Pro Ptačí potok, stejně jako pro další vodní toky této oblasti je typický niválně-pluviální odtokový režim. Pro ten jsou charakteristická jarní průtoková maxima způsobená táním sněhové pokrývky, která převládají nad letními dešťovými maximy. Tento trend je zřejmý i z průměrných denních průtoků Vydry měřených stanicí Modrava, do jejíhož povodí Ptačí potok spadá (obrázek 9). Data ze stanice Modrava jsou použita z důvodu krátké datové řady ze závěrového profilu v experimentálním povodí. Pro tento úsek Vydry platí, že v dubnu odteče 17 % celkového ročního odtoku, zatímco nejméně odteče v únoru, pouze 5 %.



Obrázek 9: Průměrné měsíční průtoky řeky Vydry na stanici Modrava v hydrologických letech 1930-2014 (zdroj: ČHMÚ)

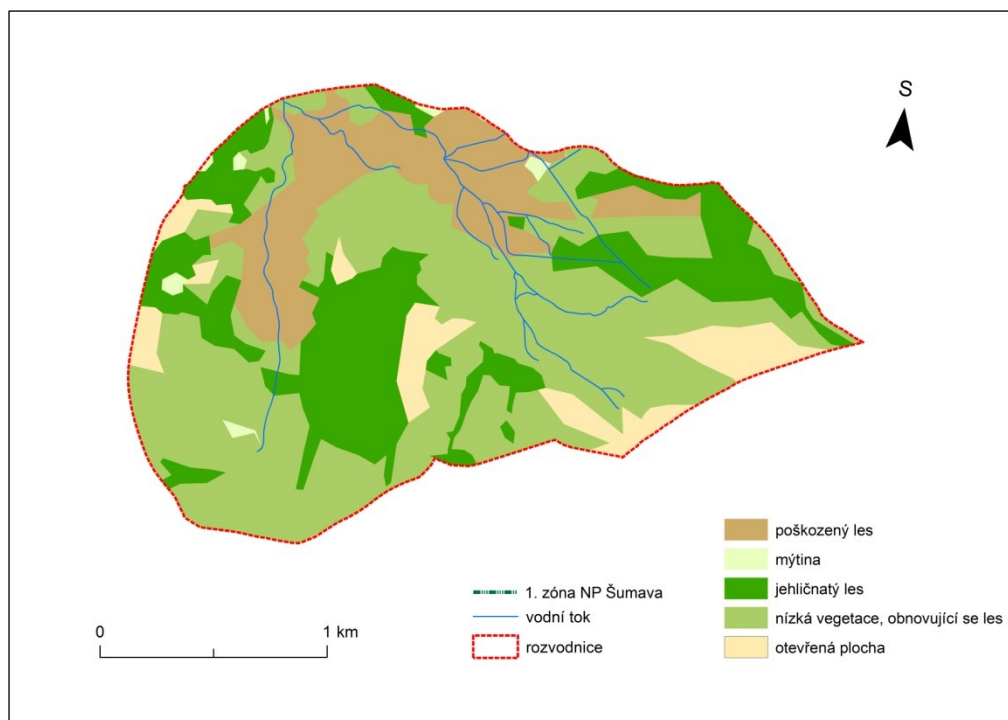
3.1.5 Půdní poměry

Půda je složitý systém minerální a organické hmoty, které svým seskupením utváří systém pórů, které určují množství zadržené vody. Obsah půdní vody se odvíjí především od zrnitosti, pórovitosti a oživení půdy (Šefrna, 2004). Půdní pokryv má zásadní vliv na odtokové poměry povodí. Odtoková bilance je závislá především na infiltraci a retenci půdy. Tyto schopnosti se mění dle různých půdních typů a dále mohou být ovlivněny. Pro povodí Vydry po stanici Modrava jsou typické hydromorfní a organozemní půdy plochých a akumulčních ploch. Ty lze charakterizovat nízkým stupněm vývoje s mělkým až středně hlubokým profilem (do 60 cm) s převažující skeletovostí mezi 25-50 %, který poměrně ostře přechází do matečné horniny, nebo je na nezvětralé hornině. Jde o lehké až střední skeletovité půdy, pro které je typická vysoká infiltrační schopnost a malá schopnost retence, což způsobuje poměrně rychlý odtok srážkové vody z povodí. Organozemě mají velký retenční prostor pro vodu, kterou poté postupně uvolňují, ve stavu vodního nasycení se však jejich retenční prostor neuplatňuje (Šefrna 2004).

Dle mapy půdních typů České geologické společnosti, na území povodí Ptačího potoka převažují podzoly vyskytující se ve střední a východní části území. Západní část pak charakterizují kryptopodzoly. Oba tyto půdní typy patří do referenční třídy podzosolů, jsou typické pro vyšší nadmořské výšky a smrkové porosty.

3.1.6 Vegetační poměry a krajinný pokryv

Povodí Ptačího potoka se nachází celou plochou na území NP Šumava, s výjimkou malé části v Německu spadající do NP Bayerischer Wald. Přibližně 19 % z rozlohy povodí patří do 1. zóny ochrany NP, která vyznačuje v rámci parku ta nejvzácnější území, jako jsou přirozené lesy či rašeliniště. V rámci experimentálního povodí zahrnuje oblast bývalé Ptačí nádrže a Ptačí slat' (Obrázek 10). Krajinný pokryv zájmového území má zásadní vliv na odtokové poměry povodí, jak bylo již dříve popsáno v kapitole 2.1. Oblast Ptačího potoka není téměř vůbec ovlivněna člověkem, nenachází se v ní žádné zastavěné plochy ani orná půda. Jediným výraznějším pozůstatkem lidské činnosti je bývalá Ptačí nádrž. Ta sloužila jako klauza, neboli nádrž zachycující dostatečné množství vody, které bylo třeba ke splavování dřeva z této oblasti do vodního kanálu v nižší nadmořské výšce.



Obrázek 10: krajinný pokryv a chráněné území v zájmovém území (zdroj: ČÚZK, Mapy.cz, vektorizace nad ortofotem, vlastní zpracování).

Převládajícím prvkem území je jehličnatý les s největším zastoupením smrku ztepilého (*Picea abies*). Lesní porosty v celé oblasti prochází zásadními změnami v důsledku napadení lýkožroutem smrkovým (*Ips typographus*), který způsobuje rozsáhlé disturbance zdejší krajiny. V zájmovém území lze tedy najít jak les vzrostlý, tak i les napadený s odumřelými, či popadanými kmeny, který se střídá s otevřenými plochami a oblastmi s nízkou vegetací a obnovujícím se lesem.

3.2 Měření dat

Data výšky nového sněhu zpracovaná pro potřeby bakalářské práce byla pořízena při terénních měřeních organizovaných Katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK v povodí Ptačího potoka na Šumavě. V průběhu zimního období roku 2017 proběhlo celkem šest měření a to v termínech 11. a 19. ledna a 3., 17., 24. a 31. března. Pro níže uvedený výzkum byla zásadní dvě měření provedená v průběhu ledna. Ta byla uskutečněna vždy v návaznosti na významnou sněhovou událost. Protože mezi těmito událostmi nedošlo k žádnému tání, ani dešťovým srážkám, obě události jsou dále považovány za akumulaci nového sněhu. K nejvyšší naměřené akumulaci sněhu došlo v druhém lednovém termínu. Březnová měření byla zaměřena převážně na procesy tání sněhu, které není předmětem této práce.

V rámci experimentálního povodí byla měření prováděna na čtyřech vybraných plochách, z nichž každá představuje odlišný charakter vegetace - zdravý jehličnatý les, les poškozený kůrovcem, otevřenou plochu a smíšenou plochu s podílem otevřené plochy, zdravého lesa a částečně poškozeného lesa. Každé takto vyznačené území zabírá plochu 50 x 50 metrů. Na každé ploše byla měřena výška sněhu pomocí sněhoměrné tyče v pravidelné síti 36 bodů, vzdálených od sebe 10 m. Výška sněhu pro každý bod byla výsledkem zprůměrování několika měření v blízkosti daného bodu, aby byl minimalizován vliv variability zemského povrchu pod sněhovou pokrývkou na výslednou hodnotu. Zároveň byla v pěti, respektive šesti vybraných bodech na každé zájmové ploše změřena hustota sněhu pomocí sněhoměrného válce o průřezu 50 cm² a digitálních vah (Obrázek 11). Tyto hodnoty byly následně využity pro výpočet vodní hodnoty sněhu pro každý bod měření.



Obrázek 11: měření výšky a hmotnosti sněhu. Zleva doprava: sněhoměrná tyč, sněhoměrný válec a digitální váhy

Zájmové plochy byly vytyčené v roce 2015 a od té doby prošly změnami charakteru vegetace (Obrázek 12). Nejvýraznější změny byly zaznamenány v poškozeném lese, kde velké množství nově popadaných stromů téměř znemožnilo provést měření v zimní sezóně 2017. Hodnoty výšky nového sněhu se podařilo odebrat pouze v termínu 11. ledna 2017 a to na 24 z původně zamýšlených 36 bodů. V následujících termínech bylo z bezpečnostních důvodů a z důvodu neprostupnosti terénu upuštěno od dalšího měření v celé oblasti poškozeného lesa a výšky nového sněhu byly dále odebírány pouze v 11 bodech v blízkosti měřicího zařízení, které se nachází uvnitř této zájmové plochy.



Obrázek 12: Ilustrační fotografie zájmových ploch: a) zdravý les b) napadený, poškozený les c) smíšená plocha d) otevřená plocha

Kromě terénních prací probíhajících v zimním období byly v srpnu 2016 pořízeny hemisférické snímky vegetace na všech čtyřech výše zmíněných plochách. Tyto snímky byly pořízeny pomocí digitální zrcadlovky s objektivem typu fisheye, s úhlem záběru 180° (SIGMA 4,5 mm f/2,8, EX HSM DC Fisheye circular). Fotoaparát se zmíněným objektivem byl upevněn na stativu asi 1 m nad zemí a jeho čočka byla

namířena vzhůru. Horní strana fotografie byla orientována na sever. Toto nastavení odpovídá pracím Matějka (2015), či Jeníček et al. (2017). Snímky byly pořízeny v identických bodech, ve kterých následně probíhalo měření výšky sněhu. Na otevřené ploše bylo pořízeno pouze 20 hemisférických fotografií, což je dáno absencí vegetace, která by silněji ovlivňovala akumulace sněhu. Otevřená plocha byla využívána jako referenční plocha pro porovnání s ostatními zájmovými územími, nikoliv jako výzkumná plocha.

3.3 Zpracování dat

Pro veškeré výpočty potřebné pro analýzu naměřených dat byly použity programy MS Office Excel 2007 společnosti Microsoft a R ve verzi 3.2.2 (R Core Team, 2017). K tvorbě mapových výstupů a práci s prostorovými daty byl využit ArcGIS verze 10.2 od společnosti ESRI.

Vodní hodnota sněhu byla vypočítána primárně pro pět, respektive šest bodů, ve kterých byla odebrána i hmotnost sněhu (rovnice 3).

$$SWE = 200 \times m \quad (3)$$

kde SWE je vodní hodnota sněhu v mm a m je hmotnost odebraného vzorku po odečtení hmotnosti měřícího válce. Ta je násobena hodnotou 200, aby pro průřez válce 50 cm^2 byla zjištěna vodní hodnota sněhu pro 1 m^2 . Z těchto pěti, či šesti bodů lze vypočítat hustotu sněhu (rovnice 4).

$$SWE = \rho \times h \times 10 \quad (4)$$

kde SWE je vodní hodnota sněhu v mm, ρ je hustota sněhu v g.cm^{-3} a h je výška sněhu v centimetrech. Z výsledných hodnot byla průměrem získána jedna hodnota hustoty sněhu pro každou zájmovou plochu, díky které byla následně dopočítána vodní hodnota sněhu pro všech 36 bodů.

Hodnoty výšky nového sněhu byly přiřazeny bodům znázorněným v programu ArcGIS tak, aby jejich rozložení odpovídalo reálné síti bodů, ve které probíhalo měření v terénu. Následně byla provedena interpolace výšky nového sněhu pro data naměřená v období akumulace sněhu tak, aby vyjadřovala prostorovou variabilitu rozložení nového sněhu pro tři výše zmíněné zájmové plochy. Původně měla být využita geostatistická metoda Ordinary kriging. Tato metoda však pro uspokojivé výsledky vyžaduje normální rozdělení dat. Data výšky sněhu byla testována pomocí Shapiro-

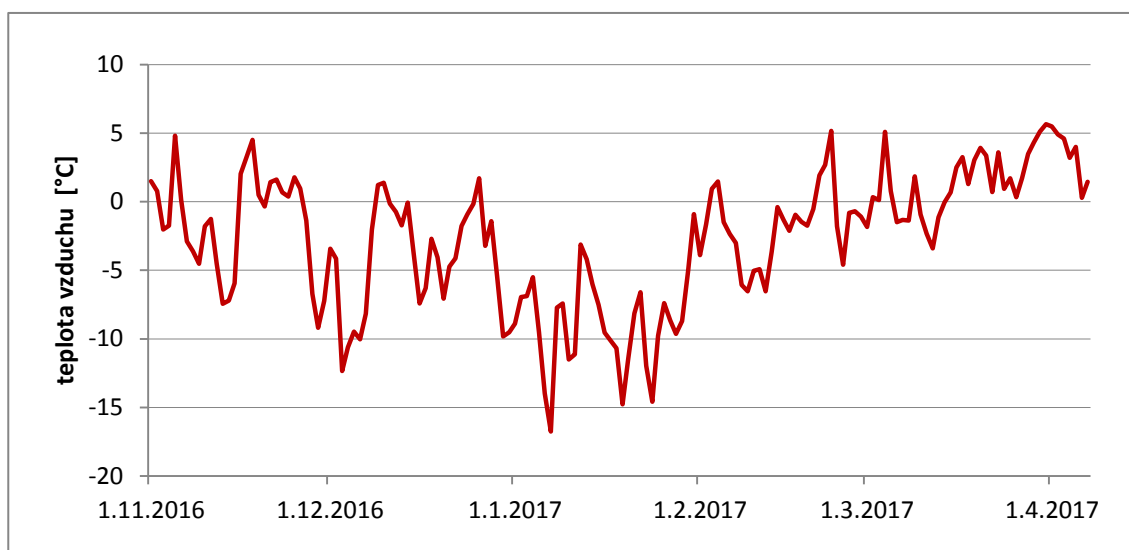
Wilkova testu normality a na hladině spolehlivosti $\alpha = 0,05$ se u některých datasetů normalita zamítla. Z tohoto důvodu byla pro interpolaci využita funkce Natural Neighbor, neboli metoda přirozeného souseda. Ta využívá pro určení vah Thiessenovy polygony a je velmi efektivní, pokud jsou měřené hodnoty rozmístěny pravidelně. Výsledná struktura modelovaného jevu je vyhlazená, bez extrapolovaných metod a má spojitý charakter (Křikavová, 2009).

Hodnoty Leaf Area Indexu byly vypočteny z hemisférických snímků v programu Gap Light Analyser Bc. Ondřejem Hotovým v rámci jeho diplomové práce. Pro potřeby této práce byl využit LAI4, tedy index vyjadřující $0 - 60^\circ$ zenitového úhlu. Tyto hodnoty LAI byly následně spárovány s body měření výšky nového sněhu a vzájemný vztah těchto veličin byl posuzován s využitím lineární regrese. Regresní analýza byla provedena jak pro jednotlivé zájmové plochy, tak i pro celou sadu naměřených bodů v rámci jednoho termínu měření tak, aby bylo možné porovnat vývoj tohoto vztahu v průběhu celé zimní sezóny.

4 Výsledky

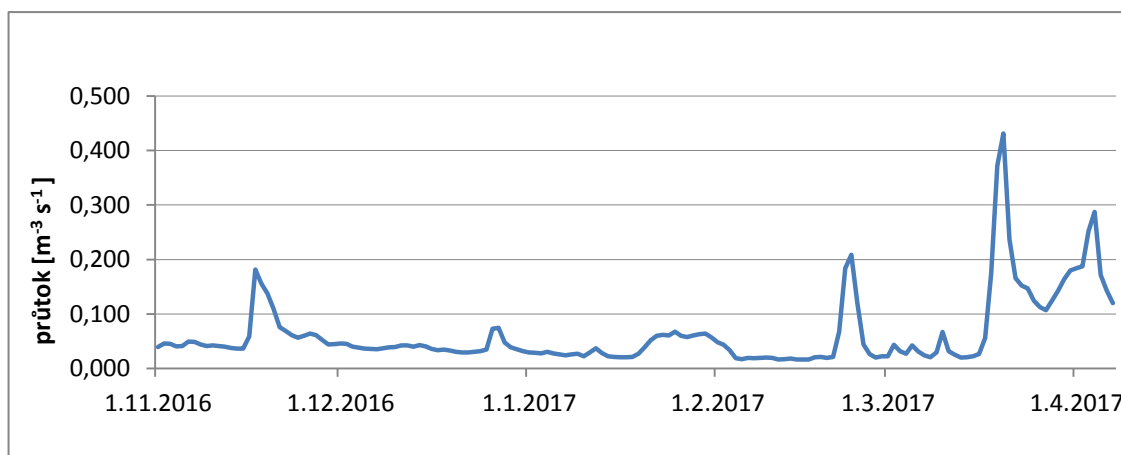
4.1 Průběh zimní sezóny 2016/2017

Na základě šesti provedených měření je možné sledovat vývoj výšky sněhové pokrývky a vybraných fyzikálních charakteristik sněhu v průběhu zimní sezóny 2016/2017. Sledované charakteristiky jsou závislé na chodu meteorologických a hydrologických veličin. Pro sledované období byly typické podprůměrné teploty vzduchu od listopadu do ledna a naopak nadprůměrné v únoru a březnu (Obrázek 13). Leden byl nejchladnějším měsícem s průměrnou teplotou vzduchu $-8,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Během celého sledovaného období bylo 44 ledových dnů (dnů, kdy teplota vzduchu během celého dne nepřekročí bod mrazu) a 2 arktické dny (dny, během kterých teplota vzduchu nepřesáhne $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$). Oba arktické dny připadly na první týden v lednu.



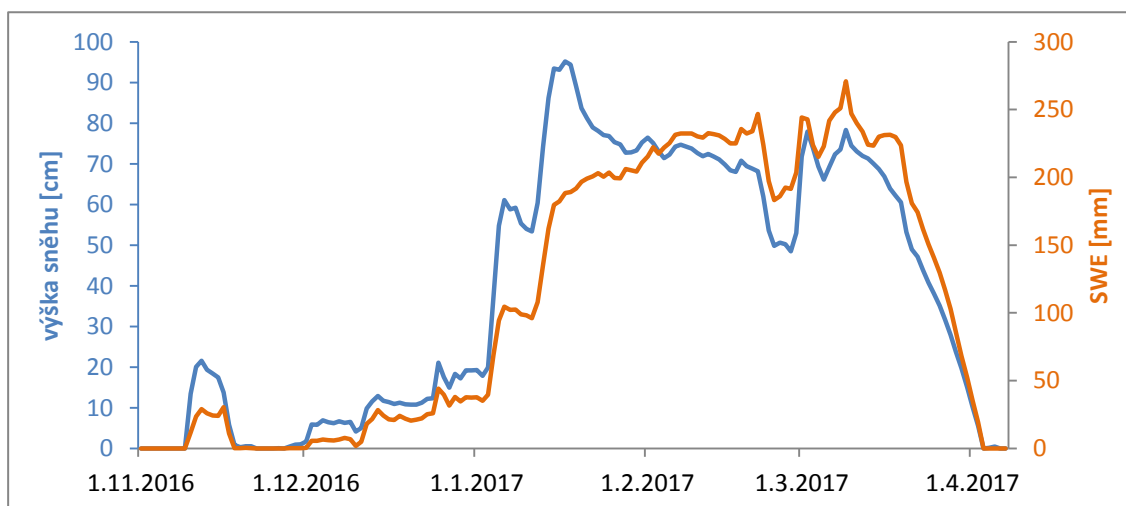
Obrázek 13: Průměrná denní teplota vzduchu v povodí Ptačího potoka v období 1. 11. 2016 až 7. 4. 2017 (zdroj: KFGG)

Z hladinoměru nacházejícího se v závěrovém profilu experimentálního povodí byla zobrazena data představující průtoky Ptačího potoka (Obrázek 14). Typické jsou nízké průtoky v průběhu celé zimy, přičemž nejnižší průměrný průtok vykazuje shodně prosinec a leden s $0,039\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$. Vyšší průtoky se projevují od poloviny března, což je v souladu s rostoucími teplotami a vzrůstající mírou tání v povodí. Maximum z naměřeného období $0,431\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ze dne 20. března bylo kromě nadprůměrných teplot vzduchu způsobeno i dešťovými srážkami v předcházejících dnech.



Obrázek 14: Průměrné denní průtoky Ptačího potoka v závěrovém profilu povodí v období 1. 11. 2016 až 7. 4. 2017 (zdroj: KFGG)

Průměrná hustota sněhu na všech sledovaných územích rostla v průběhu zimy (Tabulka 2). Vodní hodnota sněhu se dle terénního měření zvyšovala s rostoucí výškou sněhu, ale na rozdíl od ní vrcholila až 17. března, tedy při čtvrtém terénním měření. Stejný trend vykazují i data ze senzoru, který je umístěn na otevřené části smíšené plochy (Obrázek 15).



Obrázek 15: Průběh výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu ze senzoru umístěného na smíšené ploše vykazují značnou podobnost v průběhu celé zimní sezóny (zdroj: KFGG)

To je způsobeno pravděpodobně sesedáním původního sněhu a následným opakovaným sněžením, které vodní hodnotu sněhu zvýšilo, ačkoliv výška sněhu už nikdy nedosáhla tak vysokých hodnot, jako v průběhu ledna.

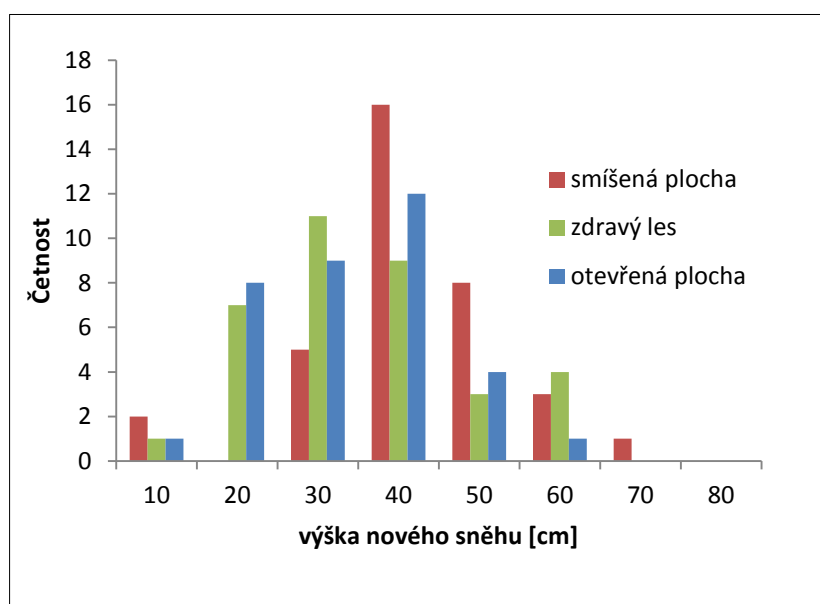
Tabulka 2: Průměrná výška sněhu, průměrná vodní hodnota sněhu a průměrná hustota sněhu pro zájmové lokality v průběhu zimní sezóny 2017

Zájmová plocha	Termín měření	Průměrná výška sněhu (cm)	Průměrná vodní hodnota sněhu (mm)	Průměrná hustota sněhu (g.cm ⁻³)
Zdravý les	11.1.	30	49	0,17
	19.1.	61	108	0,18
	3.3.	50	140	0,28
	17.3.	45	150	0,34
	24.3.	31	105	0,34
	31.3.	20	76	0,38
Smíšená plocha	11.1.	48	91	0,19
	19.1.	84	161	0,19
	3.3.	65	197	0,30
	17.3.	65	229	0,35
	24.3.	46	179	0,39
	31.3.	30	117	0,39
Otevřená plocha	11.1.	69	130	0,19
	19.1.	98	194	0,20
	3.3.	87	259	0,30
	17.3.	78	272	0,35
	24.3.	59	219	0,37
	31.3.	38	160	0,42
Poškozený les	11.1.	47	88	0,19

Průměrná výška sněhu byla v průběhu celé zimy nejvyšší na otevřené ploše, průměrně o 15 cm menší výšky jsou měřeny na smíšené ploše a nejnižší akumulace jsou zaznamenány ve zdravém lese, v průměru o 32 cm méně než na otevřené ploše. V průměru dosáhla výška sněhu ve zdravém lese a na smíšené ploše 54 %, respektive 78 % výšky sněhu na otevřené ploše. Největší rozdíl mezi průměrnou výškou sněhu v lese a na otevřené ploše byl změřen v době maximální akumulace, konkrétně 37 cm a postupně se snižoval s probíhajícím táním. Nejvyšší akumulace byly na všech zájmových plochách zaznamenány 19. ledna během druhého měření, kdy maximální naměřenou výškou bylo 123 cm na otevřené ploše.

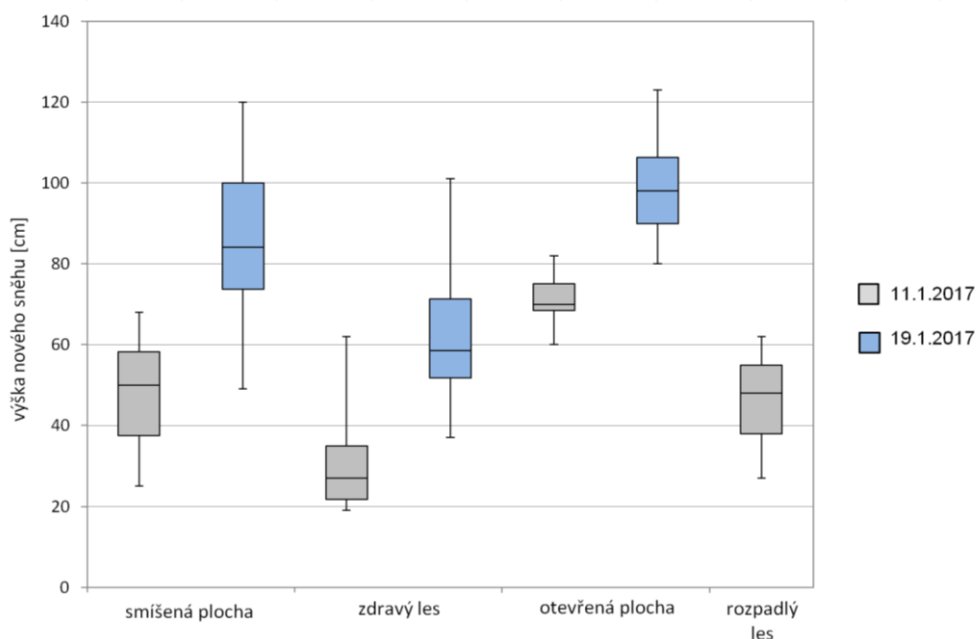
4.2 Hodnocení variability výšky nového sněhu

Lednová měření jsou specifická tím, že nebyla poznamenána žádnými procesy tání, lze tedy usuzovat, že rozdíly ve výšce sněhu mezi jednotlivými zájmovými plochami jsou způsobeny převážně vlivem intercepce. To naznačuje i fakt, že nově napadáný sníh v tomto období přibližně odpovídá normálnímu rozdělení (Obrázek 16). To potvrzuje, že prostorová variabilita nového sněhu nebyla v období mezi 11. ledna 2017 a 19. ledna 2017 výrazně ovlivněna žádnými vlivy jako je právě tání, či redistribuce větrem. Pro potřeby této práce je proto kladen důraz na interpretaci dat z těchto dvou termínů, které nejlépe vystihují proces akumulace nového sněhu.



Obrázek 16: Histogram pro nový sníh, který napadl v období mezi 11. 1. 2017 a 19. 1. 2017

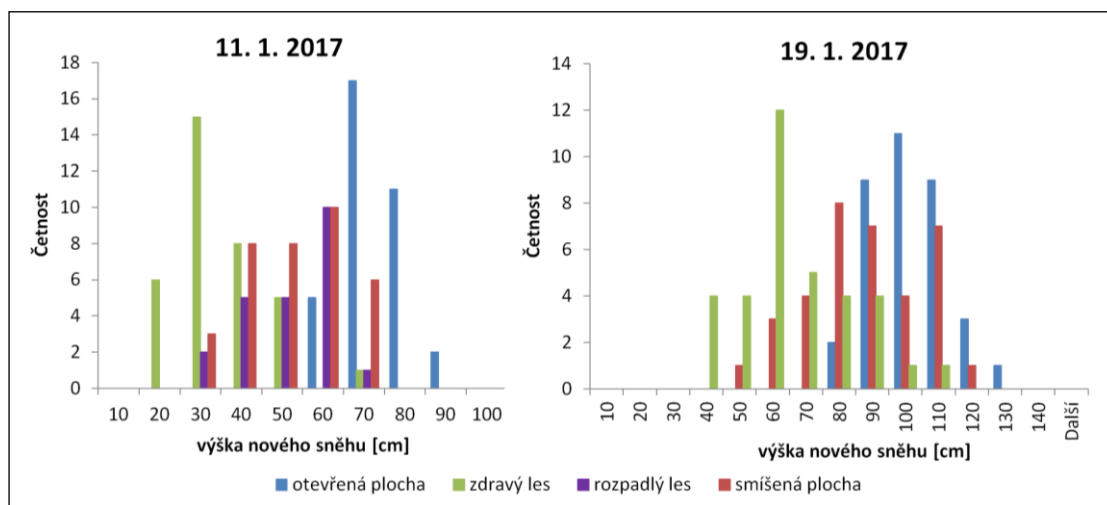
Při prvním měření 11. ledna byla průměrná výška nového sněhu na otevřené ploše více než dvojnásobná než ve vzrostlém, zdravém lese. Tam dosáhla pouze 43 % procent hodnoty na otevřené ploše, zatímco na smíšené ploše průměrná výška dosáhla 70 %. Během měření 19. ledna dosáhla průměrná výška ve zdravém lese 62 % a na smíšené ploše 85 % průměrné výšky na otevřené ploše. Variabilita výšky nového sněhu na jednotlivých plochách byla nejvyšší v době nejvyšší akumulace, tedy při druhém měření (Obrázek 17). Největší rozptyl měly v obou případech hodnoty na smíšené ploše, což je dáno zastoupením jak otevřené části, tak i poměrně hustého lesního porostu. Naopak nejmenší rozptyl výšky nového sněhu vykazuje otevřená plocha, kde není téměř žádný sníh ztracen vlivem intercepce.



Obrázek 17: Variabilita výšky nového sněhu pro lednová měření znázorněna pomocí krabicového diagramu. Spodní a horní hrana obdélníku ukazuje 1. a 3. kvartil, vodorovná linie uvnitř obdélníku značí medián. Svislé úsečky dosahují k minimu a maximu naměřených hodnot.

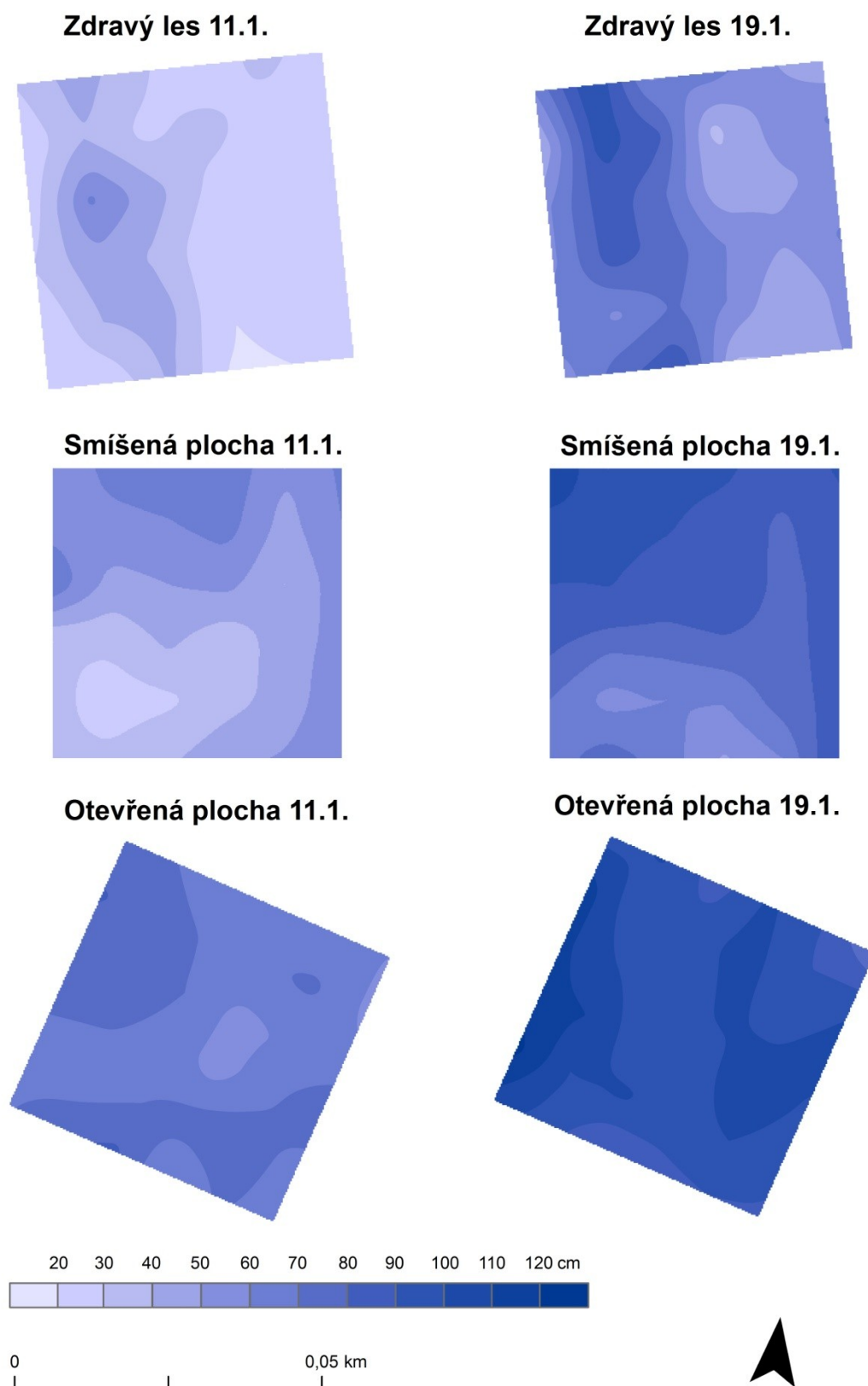
Variabilitu výšky nového sněhu na jednotlivých zájmových plochách je možné sledovat i pomocí histogramů (Obrázek 18), ze kterých lze vyčíst charakteristické rysy akumulace pro různé typy vegetace. Nejnižší hodnoty akumulace jsou zaznamenány ve zdravém lese, naopak nejvyšší na otevřené ploše. Histogram pro otevřenou plochu je pro obě měření velmi blízký normálnímu rozdělení, což potvrzuje domněnku, že výška nového sněhu je na otevřené ploše poměrně homogenní a neprojevují se žádné silné vlivy na její prostorové rozložení. Histogram pro zdravý les vykazuje levou šikmost, většina hodnot tedy byla naměřena v hustém lesním porostu, který na svých větvích zadržel výraznou část sněhových srážek. Několik vyšších hodnot výšky nového sněhu v této zájmové lokalitě je dáno úzkým pruhem řidšího vegetačního krytu, který se v této lokalitě nachází. U smíšené plochy jsou zastoupeny jak nízké, tak vysoké hodnoty výšky nového sněhu, mírně však převažují ty vysoké, které se zejména v době maximální akumulace blíží hodnotám na otevřené ploše. Do grafu pro 11. ledna byly zařazeny i hodnoty výšky nového sněhu naměřené v lese napadeném kůrovcem pro porovnání s ostatními plochami. Z histogramu je zřejmé, že v takto rozvolněném lese jsou vyšší akumulace sněhu než ve zdravém lese, ale zároveň jsou výrazně nižší než na otevřené ploše. Při interpretaci je však třeba vzít v úvahu, že v takto napadeném lese

bylo naměřeno pouze 24 bodů, zatímco na ostatních zájmových plochách 36, tento výsledek tedy nelze považovat za reprezentativní.



Obrázek 18: Histogramy výšky sněhu pro dva termíny odpovídající období akumulace nového sněhu. V druhém termínu došlo k maximální naměřené akumulaci.

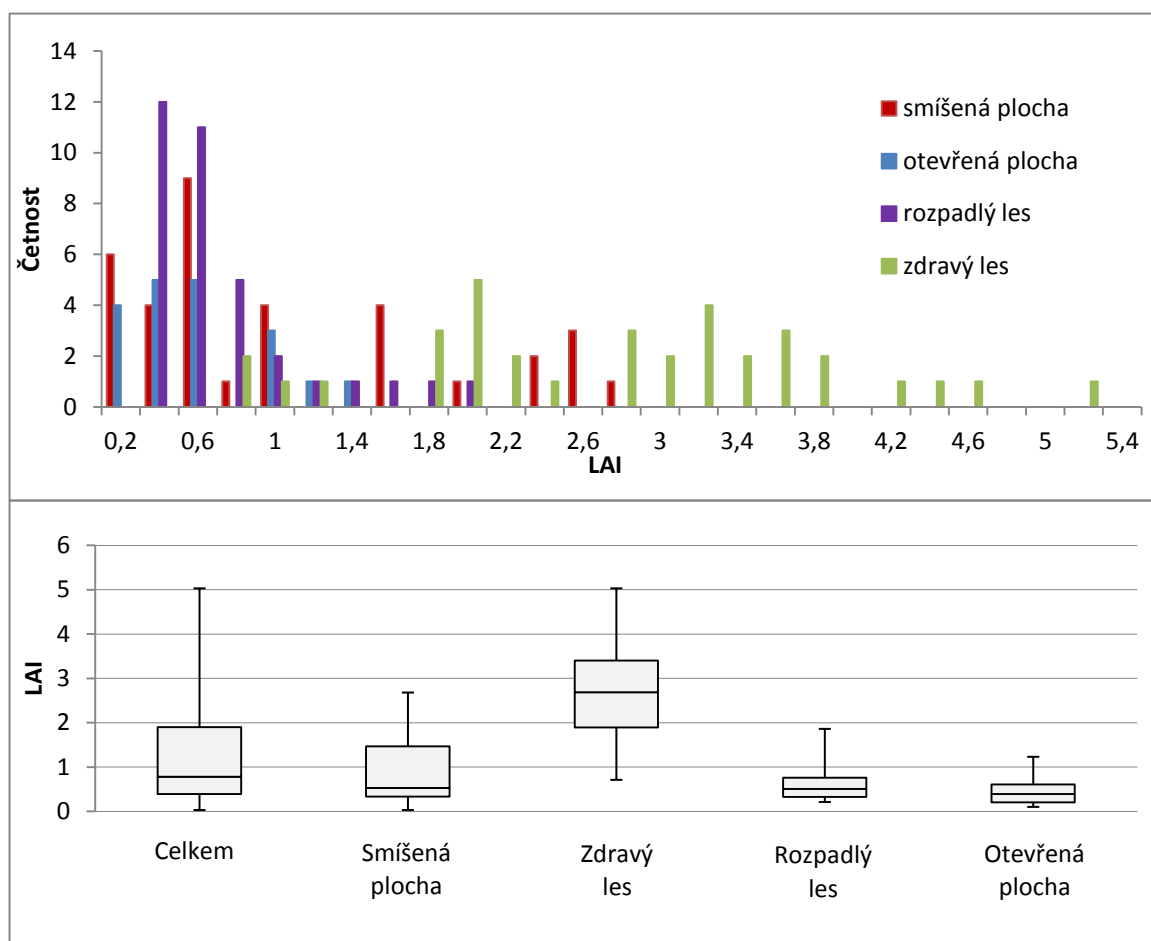
Obecně lze říci, že na všech zájmových plochách došlo k zjevnému zvýšení akumulace sněhu k 19. lednu a také variabilita výšky nového sněhu vzrostla (Obrázek 19). Mapy s interpolovanými hodnotami vystihují určité charakteristické rysy prostorové variability výšky nového sněhu u konkrétních ploch. U zdravého lesa je zřejmé vymezení na východní část, kde se obecně nachází hustší vegetace a výšky nového sněhu jsou tedy znatelně nižší, a západní část, kde je vegetační kryt rozvolněnější. Pro smíšenou plochu jsou typicky vyšší akumulace v pásu otevřené plochy na východním okraji plochy a dále v severní části, kde je množství popadaných kmenů z původně napadeného lesa. U otevřené plochy nejsou znatelné žádné výrazné vzory v rozložení sněhu. Pouze na severozápadní straně lze pozorovat nejvyšší naměřené akumulace pro oba termíny, což může být dáno lokálními topografickými podmínkami ovlivňujícími např. redistribuci větrem.



Obrázek 19: Prostorová variabilita výšky nového sněhu pro tři zájmové plochy ve dvou lednových termínech pro zdravý les, smíšenou plochu a otevřenou plochu.

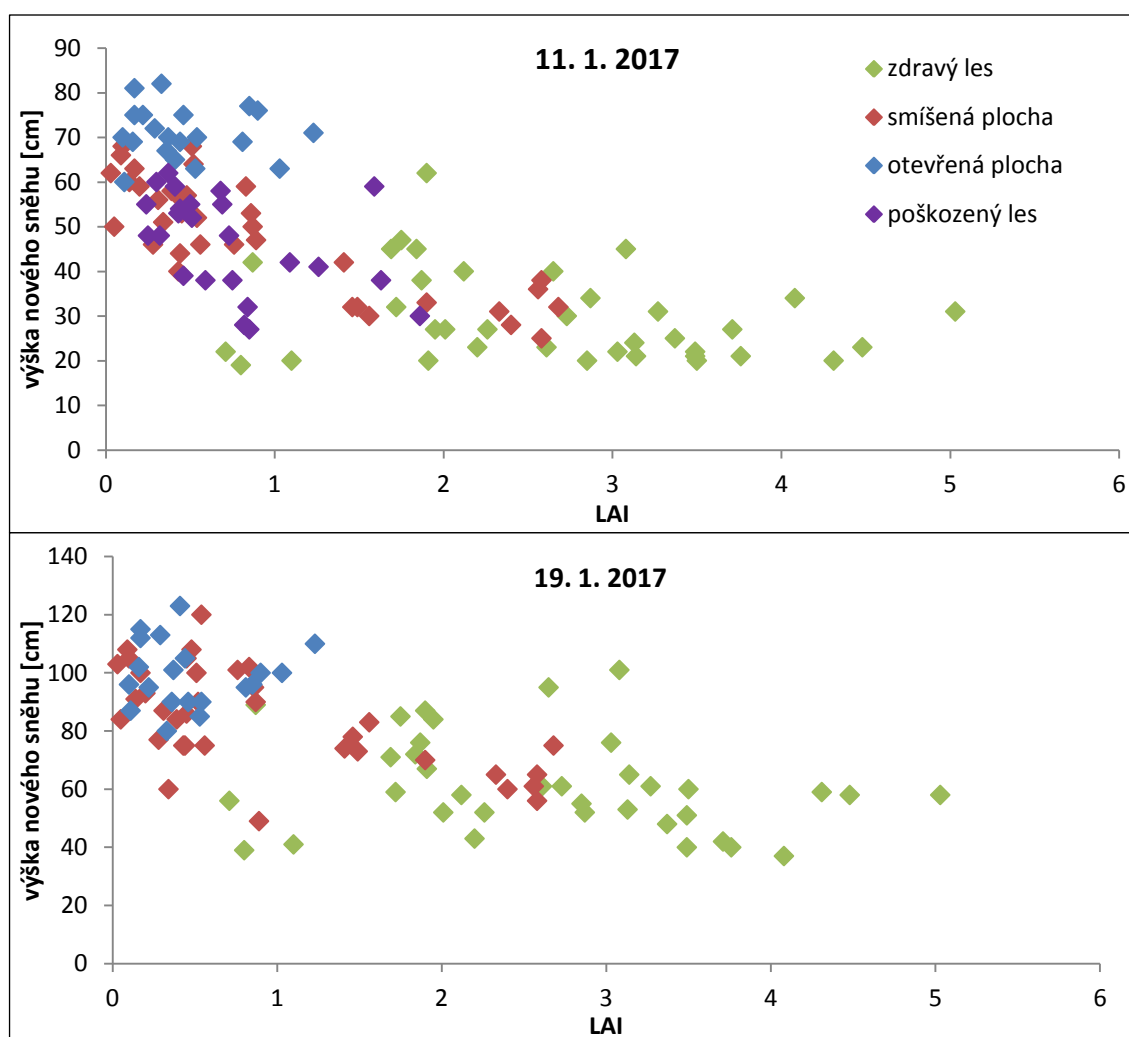
4.3 Hodnocení vlivu vegetace na akumulaci nového sněhu

Hodnoty LAI pro daný bod měřicí sítě ukazují míru zastínění lesní vegetací. Nejvyšší variabilitu měřeného indexu vykazuje zdravý les, kde maximální hodnota dosáhla 5,03 (Obrázek 20). Nejnižší hodnota 0,03 byla naměřena na smíšené ploše. Velký rozptyl dat ve zdravém lese je dán poměrně vysokým zastoupením velmi husté vegetace, ale zároveň i existencí rozvolněnějšího pásu stromů. Nízké hodnoty LAI mohou být způsobeny i měřením v mezeře mezi hustými stromy. Naopak nejmenší rozptyl dat je na otevřené ploše, kde jsou veškeré hodnoty vzhledem k absenci jakékoliv vzrostlé vegetace velmi nízké. Velmi malý rozptyl vykazuje i napadený, rozpadlý les. Oproti zdravému lesu má výrazně nižší LAI. To je dáno ztrátou jehlic a větví, což má následně zásadní vliv na zadržování sněhu.



Obrázek 20: Charakteristiky naměřených hodnot LAI. Nejvyšší rozptyl hodnot LAI mají body ve zdravém lese. Nejmenší rozptyl hodnot LAI mají body na otevřené ploše.

Pro vyhodnocení vztahu mezi LAI a výškou nového sněhu byla provedena lineární regrese pro všechny termíny terénních měření. Na hladině spolehlivosti $\alpha = 0,05$ byla nalezena statisticky významná závislost výšky nového sněhu na LAI pro všechny datové sady obsahující vždy výšku sněhu ve zdravém lese, na otevřené ploše a smíšené ploše (Obrázek 21).



Obrázek 21: Výška nového sněhu v závislosti na LAI pro měření probíhající v období akumulace. Do grafu z 11. 1. jsou zahrnuty i hodnoty měřené v rozpadlém lese.

Koeficienty determinace vypočítané také pro všechny termíny měření jsou uvedeny níže v tabulce 2. Byla provedena i regrese pro 11. ledna zahrnující body z rozpadlého lesa, výsledný koeficient determinace byl však nižší než při absenci těchto bodů (dosáhl hodnoty 0,51). To je pravděpodobně dáno výraznou změnou struktury této zájmové plochy, která proběhla v období mezi pořizováním hemisférických fotografií

a měřením výšky nového sněhu. Pro zimu 2017 tedy vypočítané hodnoty LAI už pravděpodobně nejsou odpovídající.

Tabulka 2: Vývoj koeficientů determinace v průběhu zimní sezóny 2017.

Termín měření	11. 1.	19. 1.	3. 3.	17. 3.	24. 3.	31. 3.
R^2 - koeficient determinace	0,57	0,47	0,49	0,46	0,25	0,19

Postupné snižování R^2 v průběhu zimní sezóny naznačuje, že vliv vegetace na ukládání nového sněhu je s postupem času menší. To je pravděpodobně dáno postupným zapojováním dalších faktorů ovlivňujících variabilitu rozložení sněhu jako je tání, radiační proudy, či redistribuce sněhu větrem.

Při použití regresní analýzy na jednotlivé zájmové plochy v období akumulace sněhu byla nalezena statisticky významná závislost jen u smíšené plochy (s koeficienty determinace 0,68 respektive 0,38) a u poškozeného lesa v prvním termínu měření (s $R^2 = 0,2$). U zdravého lesa nebyla nalezena statisticky významná závislost pravděpodobně kvůli poměrně značnému množství odlehlých hodnot, které mohou být způsobeny chybami při měření, jak bude blíže rozebráno níže.

5 Diskuze

5.1 Chyby vzniklé při měření a zpracování dat

Výsledky této práce mohou být ovlivněny chybami vzniklými při terénním výzkumu a to jak z důvodu lidského pochybení, tak i nepřesností měřicích přístrojů. Chyba při měření výšky sněhu může nastat v důsledku špatného odečtení hodnoty ze sněhoměrné latě, či nepřesným zprůměrováním několika měření v blízkosti jednoho bodu. Hodnoty také mohou být ovlivněny překážkami pod sněhovou pokrývkou, jako jsou kmeny popadaných stromů, či nízká vegetace, které mohou způsobit podhodnocení výšky nového sněhu. Naopak k nadhodnocení výšky nového sněhu, či hmotnosti vzorku sněhu může dojít při opomenutí nečistot ve sněhoměrném válci, jako jsou drobné větvičky, či svrchní vrstva půdy, při odebírání vzorku. Při opakovaném měření se také může stát, že hodnoty nejsou odebírány vždy na totožném místě, a to z důvodu špatné orientace výzkumníka. Pravděpodobnost takové chyby se zvyšuje v případě, že terénní měření provádí v různých termínech jiní výzkumníci. Problém orientace se umocňuje v rychle se měnícím terénu, jako je les napadený kůrovcem, kde stromy postupně odumírají, ztrácí větve a holé kmeny popadané v důsledku větru pak tvoří neprostupné překážky.

Další chyby mohou vzniknout nepřesností digitálních vah a během následného zpracování dat, při kterém lze aplikovat rozdílné postupy. Výsledky mohou být ovlivněny zaokrouhlováním dat během zpracování, či použitím různých interpolačních metod a konkrétním nastavením parametrů funkce. V neposlední řadě je třeba vzít v úvahu, že pro výpočet vodní hodnoty sněhu se používá jednotná hustota sněhu pro každou zájmovou plochu, která vznikne zaokrouhlením, ačkoliv je hustota nepochybně variabilní. To je způsobeno časovou náročností terénního výzkumu, která neumožňuje měření hustoty v každém bodě.

V kontextu práce je také třeba zvážit, zda je vymezení zájmových ploch vyhovující pro budoucí výzkumy. Napadený les v současné době znemožňuje provádění plnohodnotných měření a pravděpodobně bude nezbytné vymezení jiné lokality s podobnou strukturou vegetace.

5.2 Vliv vegetace na variabilitu výšky nového sněhu

Hodnocením vlivu vegetace na akumulaci sněhu se zabývalo poměrně velké množství autorů, ačkoliv většina z nich je zaměřená především na fázi tání, nikoliv na proces akumulace. Výše popsáný výzkum prokázal, že vegetace významně ovlivňuje akumulaci nového sněhu, na čemž se shoduje s mnoha autory jiných studií (Storck, 2002; DeWalle a Rango, 2008; Šípek a Tesař, 2014 etc.). Průměrný rozdíl mezi akumulací ve zdravém lese a na otevřené ploše činil 45 %. Podobná čísla (39 % resp. 40 %) uvádí ve své práci např. Jost et al. (2007), či Stähli a Gustafsson (2006), přičemž rozdílné hodnoty mohou být dány různou strukturou a hustotou zapojeného lesa. Jost et al. (2007) také uvádí, že v letech bohatých na sněhové srážky, se rozdíly akumulace sněhu mezi lesem a otevřenou plochou zvětšují, a to z důvodu opakované intercepce, která je následována sublimací zadrženého sněhu. Tím lze vysvětlit vyšší rozdíly naměřené v průběhu zimy 2016/2017, která byla oproti předchozím rokům sněhově nadprůměrná. Tomuto vysvětlení napovídá i porovnání s daty naměřenými ve stejné lokalitě KFGG v předchozí zimní sezóně (Hotový, 2016), kdy rozdíl mezi výškou sněhu ve zdravém lese a na otevřené ploše činil 39 %.

Během prvního měření dosáhlo množství zadrženého sněhu zdravou lesní vegetací 57 %, což je v souladu s výsledky prací autorů Storck et al. (2002), či Pomeroy a Schmidt (1993), kteří shodně uvádí maximální míru naměřené intercepce 60 %. V různých studiích, (Stähli a Gustafsson, 2006, Bartík, 2014) je zároveň zdůrazněn význam množství srážek právě na míru intercepce. Hodnocení vlivu vegetace na akumulaci sněhu v závislosti na konkrétním průběhu zimy v delším časovém horizontu tak může být potenciálním tématem dalšího výzkumu v zájmové oblasti.

Pomeroy a Schmidt (1993) upozorňují na klesající míru intercepce v průběhu zimy v důsledku rostoucího významu procesu sublimace a častějším sklouzáváním sněhu při nástupu vyšších teplot. Storck et al. (2002) zmiňuje, že až 70 % zadrženého sněhu může být uvolněno odkapáváním právě v období tání. To odpovídá i klesajícímu trendu v zájmovém území zdravého lesa v druhé polovině března, kdy průměrná denní teplota vzduchu nikdy neklesla pod bod mrazu. Je však třeba vzít v úvahu i fakt, že na zájmovém území neprobíhalo žádné přímé měření intercepce. Ta byla odhadována pouze na základě rozdílné akumulace v lese a na otevřené ploše, a proto hodnoty nemusí být reprezentativní.

Kromě výšky nového sněhu se v závislosti na struktuře vegetačního krytu mění i vodní hodnota sněhu. Dle Šípka a Tesaře (2014) může být SWE lineárně závislá na výšce sněhu a obě veličiny tak vykazují podobný trend v průběhu celé zimy. Dle provedeného výzkumu byla průměrná SWE ve zdravém lese o 50 % nižší než na otevřené ploše. To je v naprosté shodě s výsledky autorů Stähli a Gustafsson (2006) a Šípek a Tesař (2014). Podobnou hodnotu 58 % zmiňuje i Bartík (2014) ve svém výzkumu prováděném v západních Tatrách na Slovensku. Další autoři uvádí často nižší hodnoty, většinou okolo 30 % (Jeníček et al., 2015; Shelker, 2013, etc.). Rozdílné výsledky jsou způsobeny jednak rozdílnou strukturou zkoumané lesní vegetace a dále může hrát roli vliv množství sněhových srážek spadlých v průběhu zimy, stejně jako tomu je u výšky nového sněhu.

Výsledky lineární regrese poukazují na fakt, že vegetace má nejsilnější vliv na ukládání nového sněhu v období akumulace. Stejný závěr uvádí i Jeníček et al. (2015), kteří dále zmiňují, že LAI je dominantním prediktorem pro lesní lokality, zatímco pro otevřenou plochu jsou hlavním prediktorem topografické charakteristiky. Struktura vegetace ovšem dle regresní analýzy vysvětlila maximálně 57 % variability výšky nového sněhu pro všechny zkoumané lokality. Jost et al. (2007) uvádí, že pro variabilitu rozložení sněhu ve stanovištním měřítku jsou kromě vegetace zásadními faktory redistribuce větrem a mikrotopografické poměry dané lokality. Nepříliš vysoké koeficienty determinace získané lineární regresí však mohou být i důsledkem chybného měření, kdy vzhledem k nevelkému počtu měřených bodů se jakákoliv chyba projeví ve výsledku.

Odlehle hodnoty jsou pravděpodobně i důvodem pro nenalezení statisticky významné závislosti výšky nového sněhu na struktuře vegetace u zdravého lesa. Ty vznikly zřejmě měřením některých hodnot výšky nového sněhu v bodech, které nebyly identické s těmi, ve kterých byly pořízeny hemisférické fotografie oblohy a vegetace. Bylo naměřeno několik vysokých hodnot výšky nového sněhu v bodech, kterým odpovídaly vysoké hodnoty LAI. Je tedy pravděpodobné, že výška sněhu byla odebírána v mezeře mezi stromy, zatímco snímky byly pořízeny přímo pod vegetací. Naopak nejlepších výsledků bylo dosaženo na smíšené ploše, kde bylo strukturou lesního porostu vysvětleno až 68 % variability výšky nového sněhu.

5.3 Vliv disturbancí na variabilitu výšky nového sněhu

Pugh a Small (2013) uvádí, že les odumřelý následkem napadení kůrovcem je schopný zadržet na svých větvích 18 % z akumulace měřené na otevřené ploše a zároveň o 50 % méně sněhu, než les zdravý. To je způsobeno jak úbytkem stromové hmoty, tak i změnou ohebnosti větví, ze kterých pak častěji spadá sníh. Ačkoliv bylo provedeno v zájmové lokalitě napadeného lesa z bezpečnostních důvodů pouze jedno měření, výsledek je poměrně blízký zmíněnému výzkumu. V porovnání se zdravým lesem bylo zadrženo o 56 % méně sněhu, celková intercepce však byla 30 %, což je výrazně více, než ve zmíněné studii. Větší podíl zadrženého sněhu při srovnání s otevřenou plochou může být způsoben odlišnou fází poškození lesa a tedy i rozdílnou strukturou porostu. Autoři studie zároveň uvádí průměrné hodnoty LAI pro dvě zkoumané lokality 0,86 a 0,75, zatímco průměrná hodnota LAI v zájmovém území je pouze 0,62 a průměrná hodnota LAI bodů, ve kterých proběhlo měření je 0,71. Lze tedy předpokládat, že výsledky jsou poznamenány především malým počtem měřených bodů a pro relevantní srovnání výsledků by bylo třeba provést více měření.

Tomu napovídá i porovnání s výsledky terénního měření provedeného KFGG na stejné zájmové ploše napadeného lesa v zimní sezóně 2015/2016 (Hotový, 2016). V této sezóně bylo v poškozeném lese provedeno pět měření výšky nového sněhu ve všech 36 bodech. Tři z těchto měření odpovídala období akumulace sněhu. Průměrná intercepce v době akumulace byla pro poškozený les 19 % a napadený les zadržel v průměru o 45 % méně sněhu, než les zdravý, což je téměř identický výsledek, jako uvádí Pugh a Small (2013). Dalším důvodem rozdílných výsledků může být i dynamická změna charakteru vegetace na území zájmové plochy. Od pořízení hemisférických snímků oblasti v srpnu 2016 došlo k popadání podstatného množství odumřelých kmenů, hodnoty LAI pro body měření výšky nového sněhu už tedy nemusí odpovídat skutečnosti.

Spolu s výškou nového sněhu rostla v poškozeném lese i SWE a hustota sněhu. Dle terénního měření dosáhla vodní hodnota sněhu 68 % hodnoty na otevřené ploše. To je výrazně více než 47 %, které uvádí ve své práci Bartík (2014), ten však prováděl měření na čerstvě uhynulých stromech, které nebyly kompletně zbaveny jehlic, zatímco zájmová plocha v povodí Ptačího potoka je tvořena převážně holými stromy. Zároveň je hodnota pro zájmovou plochu získána pouze jedním měřením, stejně jako u výšky nového sněhu, a je tedy třeba ji považovat pouze za orientační.

6 Závěr

Pomocí provedené rešerše české i zahraniční odborné literatury, byl zhodnocen vliv vegetace na variabilitu nového sněhu se zaměřením na fázi akumulace, během které se vliv lesního porostu projevuje nejsilněji. Důraz byl kladen především na proces intercepce a možnosti jejího určení.

Na základě terénního výzkumu provedeného na zájmových plochách s různou strukturou vegetačního krytu na území experimentálního povodí Ptačího potoka na Šumavě a následné analýzy dat byly vyvozeny následující závěry:

- vlivem intercepce byla naměřená výška sněhu pod zdravou lesní vegetací v průměru o 32 cm menší, než na přilehlé otevřené ploše.
- variabilita výšky nového sněhu na všech zkoumaných plochách byla největší v době maximální naměřené akumulace. Nejmenší variabilitu vykazuje otevřená plocha a naopak nejvyšší variabilita je typická pro smíšenou plochu, která zahrnuje fragmenty zdravého i napadeného lesa, stejně jako otevřené plochy
- vliv vegetace na variabilitu výšky nového sněhu se nejsilněji projevuje v době akumulace a postupně klesá. V období tání převažuje nad vlivem vegetace význam topografických faktorů
- napadení lesa kůrovcem má pravděpodobně poměrně značný vliv na ukládání a variabilitu nového sněhu, ten však nebyl dostatečně detailně prozkoumán z důvodu bezpečnostního rizika v terénu

7 Seznam použité literatury

- ANDREADIS, K. M., STORCK, P., LETTENMAIER, P. (2009): Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments. *Water Resources Research*, 45, č. 5.
- ARCDATA PRAHA. Produkty a služby: ArcČR 500 [online]. 2017 [cit. 2017-04-08]. Dostupné z: <http://www.arcdata.cz/produkty-a-sluzby/geograficka-data/arccr-500/>
- BOON, S. (2009): Snow ablation energy balance in a dead forest stand. *Hydrological Processes*, 23, č. 18, s. 2600–2610.
- BRÜNDL, M., BARTELT, P., SCHNEEBELI, M., FLÜHLER, H. (1999): Measuring branch deflection of spruce branches caused by intercepted snow load. *Hydrological Processes*, 13, č. 14-15, s. 2357–2369.
- BUNNELL, F. L., MCNAY, R. S., SHANK, CH. C. (1985): Trees and snow: the deposition of snow on the ground. A review and quantitative synthesis. *Ministries of Environment and Forests. Province of British Columbia*, 440 s.
- ČERNÝ, T., DOHNAL, M., TESAŘ, M. (2014). Význam intercepce v hydrologickém cyklu povodí pramenných oblastí. *Stavební obzor*, 12, č. 5-6, s. 110–114.
- ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí.
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, 410 s.
- DIBAVOD (Digitální báze vodohospodářských dat) [online]. © Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., odbor ochrany vod a informatiky, odd. GIS, 2007 [citováno 18. 10. 2010]. Dostupné z <<http://www.dibavod.cz>>.
- ELLIS, C. R., POMEROY, J. W. (2007): Estimating sub-canopy shortwave irradiance to melting snow on forested slopes. *Hydrological Processes*, 21, č. 19, s. 2581–2593.
- ESSERY, R. H. L., POMEROY, J., ELLIS, CH., LINK, T. (2008): Modelling longwave radiation to snow beneath forest canopies using hemispherical photography or linear regression. *Hydrological processes*, 22, č. 15, s. 2788–2800
- FLOYD, W. a WEILER, M. (2008): Measuring snow accumulation and ablation dynamics during rain-on-snow events: innovative measurement techniques. *Hydrological Processes*, 22, č. 24, s. 4805–4812.
- FRIESEN, J. et al. (2008): Tree rainfall interception measured by stem compression. *Water Resources Research*, 44, č. 4.
- GEOČR50 – Geologická mapa ČR 1 : 50 000. Česká geologická služba, dostupné na:<<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>> [cit. 20. 4. 2017].

- HARDY, J. P., HANSEN-BRISTOW, K. J. (1990): Temporal accumulation and ablation patterns of the seasonal snowpack in forests representing varying stages of growth. Disertační práce. Montana State University-Bozeman, College of Letters & Science.
- HARDY, J. P., MELLOH, R. A., KOENIG, G., MARKS, D., WINSTRAL, A., POMEROY, J. W., LINK, T. (2004): Solar radiation transmission through conifer canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126, č. 3, s. 257–270.
- HEDSTROM, N. R. a POMEROY, J. W. (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes*, 12, č. 10–11, s. 1611–1625.
- HOLKO L., ŠKVARENINA, J., KOSTKA, Z., FRIČ, M., STAROŇ, J. (2009): Impact of spruce forest on rainfall interception and seasonal snow cover evolution in the Western Tatra Mountains, Slovakia. *Biologia*, 64, č. 3, s. 594–599.
- HOLKO, L., GORBACHOVA, L., KOSTKA, Z. (2011): Snow Hydrology in Central Europe. *Geography Compass*, 5, č. 4, s. 200–218.
- HRÍBIK, M. a ŠKVARENINA, J. (2007): Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In: Hríbik, M. et al.: 12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára. s. 88–98.
- HRÍBIK, M., MAJLINGOVÁ, A., ŠKVARENINA, J., KYSELOVÁ, D. (2009): Winter snow supply in small mountain watershed as a potential hazard of spring flood. *Bioclimatology and natural hazards*. Springer, s. 139–148.
- HRIBIK, M., VIDA, T., SKVARENINA, J., SKVARENINOVA, J., IVAN, L. (2012): Hydrological effects of norway spruce and european beech on snow cover in a mid-mountain region of the Polana mts., Slovakia. *J. Hydrol. Hydromechanics*, 60, č. 4, s. 319–332.
- HUANG, Y. S., CHEN, S. S., LIN, T. P. (2005): Continuous monitoring of water loading of trees and canopy rainfall interception using the strain gauge method. *Journal of Hydrology*, 311, č. 1, s. 1–7.
- CHÁBERA, S. et al. (1987): Příroda na Šumavě. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 182 s.
- JENÍČEK, M., BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2012): Modeling snow accumulation and snowmelt runoff – present approaches and results. *AUC Geographica*, 47, č. 2, s. 15–24.
- JENÍČEK, M., PEVNÁ, H., MATĚJKA, O. (2015): Snow accumulation and ablation in three forested mountain catchments. *Acta Hydrologica Slovaca*, 16, s. 3–14.

- JENÍČEK, M., PEVNÁ, H., MATĚJKA, O. (2017): Canopy structure and topography effects on snow distribution at a catchment scale: Application of multivariate approaches. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. Accepted for publication.
- JGFES (1952): Laboratory of snow damage in division of forest calamity prevention: study of the fallen snow on the forest trees. The first report. *Bulletin*, 54, s. 115–164
- JOHNSON, R. C. (1990): The interception, throughfall and stemflow in a forest in highland Scotland and the comparison with other upland forests in the UK. *Journal of Hydrology*, 118, č. 1-4, s. 281–287.
- JONES, J. A., GRANT, G. E. (1996): Peak flow responses to clear-cutting and roads in small and large basins, western Cascades, Oregon. *Water Resources Research*, 32, č. 4, s. 959–974.
- JOST, G., WEILER, M., GLUNS, D. R., ALILA, Y. (2007): The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*, 347, č. 1, s. 101–115.
- KANTOR, P. (1980): Vliv buku na produkci a hydrickou účinnost smrkových porostů ve smrkovobukovém stupni. Závěrečná zpráva. VÚLHM, Výzkumná stanice Opočno. 94 s.
- KANTOR, P. (1983): Intercepční ztráty smrkových a bukových porostů. *Vodohospodářský časopis*, 31, č. 6, s. 643–651.
- KFFG PřF UK – Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze
- KOBAYASHI, D. (1987): Snow accumulation on a narrow board. *Cold Regions Science and Technology*, 13, č. 3, s. 239–245.
- KŘIKAVOVÁ, L. (2009): Interpolace bodových dat v GIS. Bakalářská práce. České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, Katedra mapování a kartografie. Praha, 55 s.
- KUČEROVÁ, D., JENÍČEK, M. (2014): Comparison of selected methods used for the calculation of the snowpack spatial distribution, Bystřice River basin, Czechia. *Geografie*, 119, č. 3, s. 199–217.
- LINK, T. E., MARKS, D. G. (1999): Seasonal snowcover dynamics beneath boreal forest canopies. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 104, č. 22, s. 27 841–27 587.
- LOVEL, J. L., JUPP, D. L. B., CULVENOR, D. S. (2003): Using airborne and ground-based ranging lidar to measure canopy structure in Australian forests. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 29, č. 5, s. 607–622.

LUNDBERG, A. a HALLDIN, S. (2001a): Snow interception evaporation. Review of measurement techniques, processes, and models. *Theoretical and Applied Climatology*, 70, č. 1–4, s. 117–133.

LUNDBERG, A. a HALLDIN, S. (2001b): Snow measurement techniques for land-surface-atmosphere exchange studies in boreal landscapes. *Theoretical and Applied Climatology*, 70, č. 1, s. 215–230.

LUNDBERG, A., CALDER, I., HARDING, R. (1998): Evaporation of intercepted snow: measurement and modelling. *Journal of Hydrology*, 206, č. 3, s. 151–163.

MALE, D. H. (1980): The seasonal snowcover. *Dynamics of snow and ice masses*. s. 305–395.

MARTIN, K. A. et al. (2013): Development and testing of a snow interceptometer to quantify canopy water storage and interception processes in the rain/snow transition zone of the North Cascades, Washington, USA. *Water Resources Research*, 49, č. 6, s. 3243–3256.

MATĚJKA, O. (2015): Energeticky založený model akumulace a tání sněhu v jehličnatém lese a na otevřené ploše. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 75 s.

MELLOH, R. A., HARDY, J. P., BAILEY, R. N., HALL, T. J. (2002): An efficient snow albedo model for the open and sub-canopy. *Hydrological Processes*, 16, č. 18, s. 3571–3584.

MILLER, D. H. (1964): Interception processes during snowstorms. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, Forest Service, U.S. Dept. of Agriculture, Berkeley, Calif., 24 s.

MITCHELL, R. G., PREISLER, H. K. (1998): Fall Rate of Lodgepole Pine Killed by the Mountain Pine Beetle in Central Oregon. *Western Journal of Applied Forestry*, 13, č. 1, s. 23–26.

MOESER, D., ROUBINEK, J., SCHLEPPI, J., MORSDORF, F., JONAS, T. (2014): Canopy closure, LAI and radiation transfer from airborne LiDAR synthetic images. *Agricultural and Forest Meteorology*, 197, s. 158–168.

MOLOTCH, N. P., BLANKEN, P. D., WILLIAMS, M. W., TURNIPSEED, A. A., MONSON, R. K., MARGULIS, S. A. (2007): Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems. *Hydrological Processes*, 21, s. 1567–1575.

MONTESI, J. et al. (2004): Sublimation of Intercepted Snow within a Subalpine Forest Canopy at Two Elevations. *Journal of Hydrometeorology*, 5, č. 5, s. 763–773

- NAKAI, Y., SAKAMOTO, T., TERAJIMA, T., KITAHARA, H., SAITO, T. (1993): Snow interception by forest canopies: weighing a conifer tree, meteorological observation and analysis by the Penman-Monteith formula. *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems*, s. 227–236.
- POBĚDINSKIJ, A. V. a KREČMER, V. (1984): *Funkce lesů v ochraně vod a půdy*. SZN, Praha, 256 s.
- POMEROY, J. W., BRUN, E. (2001): Physical properties of snow. *Snow Ecology: An interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems*, s. 45–126.
- POMEROY, J. W., DION, K. (1996): Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy: measurement and modelling. *Hydrological Processes*, 10, č. 12, s. 1591–1608.
- POMEROY, J. W., GRAY, D. M. (1995): Snowcover accumulation, relocation, and management. *Bulletin of the International Society of Soil Science*, 88, č. 2.
- POMEROY, J. W., GRAY, D. M., SHOOK, K. R., TOTH, B., ESSERY, R. L. H., PIETRONIRO, A., HEDSTROM, N. (1998): An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes*, 12, s. 2339–2367.
- POMEROY, J. W., MARKS, D., LINK, T., ELLIS, C., HARDY, J., ROWLANDS, A., GRANGER, R. (2009): The impact of coniferous forest temperature on incoming longwave radiation to melting snow. *Hydrological Processes*, 23, č. 17, s. 2513–2525.
- POMEROY, J. W., SCHMIDT, R. A. (1993): The use of fractal geometry in modeling intercepted snow accumulation and sublimation. *Proceedings of the Eastern Snow Conference*, 50, s. 1–10.
- POMEROY, J., FANG, X., ELLIS, C. (2012): Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes*, 26, č. 12, s. 1891–1904.
- PUGH, E. T., SMALL, E. E. (2013): The impact of beetle-induced conifer death on stand-scale canopy snow interception. *Hydrology Research*, 44, č. 4, s. 644–657.
- PUGH, E., SMALL, E. (2012): The impact of pine beetle infestation on snow accumulation and melt in the headwaters of the Colorado River. *Ecohydrology*, 5, č. 4, s. 467–477.
- R Core Team. 2016. A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Available at: <https://www.r-project.org/> [Accessed 1 February 2017]

- RIAÑO, D., VALLADARES, F., CONDÉS, S., CHUVIECO, E. (2004): Estimation of leaf area index and covered ground from airborne laser scanner (Lidar) in two contrasting forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124, č. 3–4, s. 269–275.
- ROSS, J. (1981): The radiation regime and architecture of plant stands. Springer Science & Business Media, 388 s.
- SATTERLUND, D. R., HAUPT, H. F. (1970): The disposition of snow caught by conifer crowns. *Water Resources Research*, 6, č. 2, s. 649–652.
- SCHELKER, J., KUGLEROVÁ, L., EKLÖF, BISHOP, K., LAUDON, H. (2013): Hydrological effects of clear-cutting in a boreal forest – Snowpack dynamics, snowmelt and streamflow responses. *Journal of Hydrology*, 484, s. 105–114.
- SCHMIDT, R. A., GLUNS, D. R. (1991): Snowfall interception on branches of three conifer species. *Canadian Journal of Forest Research*, 21, č. 8, s. 1262–1269.
- SCHMIDT, R. A., POMEROY, J. W. (1990): Bending of a conifer branch at subfreezing temperatures: implications for snow interception. *Canadian Journal of Forest Research*, 20, č. 8, s. 1251–1253.
- SCHMIDT, R. A., TROENDLE, C. A. (1992): Sublimation of intercepted snow as a source of global water vapor. 60th annual Western Snow Conference. Jackson Hole, Wyoming.
- SICART, J. E., POMEROY, J. W., ESSERY, R. L. H., HARDY, J., LINK, T., MARKS, D. (2004): A sensitivity study of daytime net radiation during snowmelt to forest canopy and atmospheric conditions. *Journal of Hydrometeorology*, 5, s. 774–784.
- SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): *Snow and Glacier Hydrology*. Kluwer Academic Publisher, Londýn, 742 s.
- STÄHLI, M., GUSTAFSSON, D. (2006): Long-term investigations of the snow cover in a subalpine semi-forested catchment. *Hydrological Processes*, 20, č. 2, s. 411–428.
- STORCK, P. (2000): *Trees, snow and flooding: An investigation of forest canopy effects on snow accumulation and melt at the plot and watershed scales in the Pacific Northwest*. Washington State University Department of Civil and Environmental Engineering, 175 s.
- STORCK, P., LETTENMAIER, D. P., BOLTON, S. M. (2002): Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States. *Water Resources Research*, 38, č. 11, s.
- STRASSER, U., BERNHARDT, M., WEBER, M., LISTON, G. E., MAUSER, W. (2008): Is snow sublimation important in the alpine water balance?. *The Cryosphere*, 53, č. 2, s. 53–66.

- STRASSER, U., WARSCHER, M., LISTON, G. E. (2011): Modeling Snow-Canopy Processes on an Idealized Mountain. *Journal of hydrometeorology*, 12, č. 4, s. 663–677.
- SUZUKI, K., KODAMA, Y., YAMAZAKI, T., KOSUGI, K., NAKAI, Y. (2008): Snow accumulation on evergreen needle-leaved and deciduous broad-leaved trees. *Boreal Environment Research*, 13, č. 5, s. 403–416.
- ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In *Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03: Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní*. GAČR, s. 196–212.
- ŠÍPEK, V., TESAŘ, M. (2014): Seasonal snow accumulation in the mid-latitude forested catchment. *Biologia*, 69, č. 11, s. 1562–1569.
- TOLASZ, R. et al. (2007): *Atlas podnebí Česka*. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.
- USACE (1998): Engineering and design: Runoff from snowmelt. US Army Corps of Engineers Manual č. 1110-2-1406, Washington DC, USA, 142 s.
- VARHOLA, A., COOPS, N. C., WEILER, M., MOORE, R.D. (2010): Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: An integrative review of empirical results. *Journal of Hydrology*, 392, č. 3, s. 219–233.
- WINKLER, R., SPITTLEHOUSE, D., BOON, S., ZIMONICK, B. (2015): Forest disturbance effects on snow and water yield in interior British Columbia. *Hydrology Research*, 46, č. 4, s. 521–532.
- WINKLER, R., BOON, S., ZIMONICK, B., SPITTLEHOUSE, D. (2014): Snow accumulation and ablation response to changes in forest structure and snow surface albedo after attack by mountain pine beetle. *Hydrological Processes*, 28, č. 2, s. 197–209.
- ZABAGED – Základní báze geografických dat České republiky, ČÚZK
- ZHANG, Y., CHEN, J. M., MILLER, J. R. (2005): Determining digital hemispherical photograph exposure for leaf area index estimation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 133, č. 1, s. 166–181

8 Seznam obrázků

Obrázek 1: Velká akumulace sněhu na větvi jehličnatého stromu vytvořená díky vzniku můstků mezi jehlicemi a jednotlivými větvičkami.

Obrázek 2: Vliv vegetace na krátkovlnné záření. Plnou čarou jsou znázorněny hodnoty měřené nad vegetací, čárkovaně pod vegetací (Essery et al., 2008, upraveno)

Obrázek 3: Schematické znázornění systému měřicího útlum paprsků gama záření. Není v měřítku (Calder, 1990 cit. v Lundberg et al., 1998, upraveno)

Obrázek 4: Vymezení experimentálního povodí Ptačího potoka. (zdroj: ČÚZK, ArcČR, Dibavod, vlastní zpracování).

Obrázek 5: Geologické poměry povodí Ptačího potoka (zdroj: Geologická mapa ČR, ArcČR)

Obrázek 6: Výškové poměry experimentálního povodí (zdroj: ZABAGED, ArcČR, DIBAVOD)

Obrázek 7: Sklonitostní poměry experimentálního povodí (zdroj: ZABAGED, ArcČR, DIBAVOD)

Obrázek 8: Průměrný měsíční úhrn srážek, průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrná výška sněhu pro Churáňov v období 1961-2014 (zdroj dat: ČHMÚ)

Obrázek 9: Průměrné měsíční průtoky řeky Vydry na stanici Modrava v hydrologických letech 1930-2014 (zdroj: ČHMÚ)

Obrázek 10: krajinný pokryv a chráněné území v zájmovém území (zdroj: ČÚZK, Mapy.cz, vektorizace nad ortofotem, vlastní zpracování).

Obrázek 11: měření výšky a hmotnosti sněhu. Zleva doprava: sněhoměrná tyč, sněhoměrný válec a digitální váhy

Obrázek 12: Ilustrační fotografie zájmových ploch: a) zdravý les b) napadený, poškozený les c) smíšená plocha d) otevřená plocha

Obrázek 13: Průměrná denní teplota vzduchu v povodí Ptačího potoka v období 1. 11. 2016 až 7. 4. 2017 (zdroj: KFGG)

Obrázek 14: Průměrné denní průtoky Ptačího potoka v závěrovém profilu povodí v období 1. 11. 2016 až 7. 4. 2017 (zdroj: KFGG)

Obrázek 15: Průběh výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu ze senzoru umístěného na smíšené ploše vykazuje značnou podobnost v průběhu celé zimní sezóny (zdroj: KFGG)

Obrázek 16: Histogram pro nový sníh, který napadl v období mezi 11. 1. 2017 a 19. 1. 2017

Obrázek 17: Variabilita výšky nového sněhu pro lednová měření znázorněna pomocí krabicového diagramu. Spodní a horní hrana obdélníku ukazuje 1. a 3. kvartil, vodorovná linie uvnitř obdélníku značí medián. Svislé úsečky dosahují k minimu a maximu naměřených hodnot

Obrázek 18: Histogramy výšky sněhu pro dva termíny odpovídající období akumulace nového sněhu. V druhém termínu došlo k maximální naměřené akumulaci

Obrázek 19: Prostorová variabilita výšky sněhu pro tři zájmové plochy ve dvou lednových termínech pro zdravý les, smíšenou plochu a otevřenou plochu.

Obrázek 20: Charakteristiky naměřených hodnot LAI. Nejvyšší rozptyl hodnot LAI mají body ve zdravém lese. Nejmenší rozptyl hodnot LAI mají body na otevřené ploše

Obrázek 21: Výška nového sněhu v závislosti na LAI pro měření probíhající v období akumulace. Do grafu z 11. 1. jsou zahrnuty i hodnoty měřené v rozpadlém lese.

9 Seznam tabulek

Tabulka 1: Přehled základních údajů o experimentálním povodí Ptačího potoka. (zdroj dat: DIBAVOD, KFGG, vlastní zpracování)

Tabulka 2: Průměrná výška sněhu, průměrná vodní hodnota sněhu a průměrná hustota sněhu pro zájmové lokality v průběhu zimní sezóny 2017

Tabulka 3: Vývoj koeficientů determinace v průběhu zimní sezóny 2017.